



T
1092

Análisis de la Topografía y Deformaciones Recientes en el Centro de la Península Ibérica

Fernando Sánchez Serrano

*Departamento de Geodinámica. Facultad de Ciencias
Geológicas. Universidad Complutense de Madrid.*

Tesis presentada para optar al Grado de Doctor en Geología

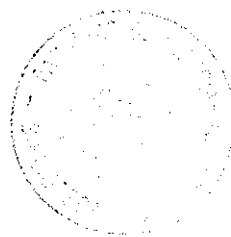
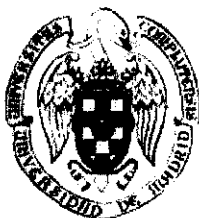
Febrero del 2000

Directores:

Dra. Rosa María Tejero López

Dr. José Manuel González Casado

R. 11.965



AGRADECIMIENTOS

Cuando comencé a escribir esta página preliminar de la presente Tesis, enseguida pensé que, antes de agradecer nada a nadie, debería pedir perdón, fundamentalmente por haber tardado tanto tiempo en acabar esto, provocando, sin duda el aburrimiento de todas las personas a las que tengo algo que agradecer. No sé si era imaginación mía, pero me daba la sensación de que, cuando la gente me preguntaba por mi Tesis, a medida que iban pasando los años, la pregunta se hacía cada vez más conminatoria, o al menos eso me parecía a mí, así que decidí acabarla de una vez, antes que alguien llegara a ponerse violento. Por tanto, quiero comenzar así: lo siento, no se volverá a repetir (eso, seguro).

Ahora sí empiezo: me gustaría agradecer su colaboración, su interés, y, a veces, simplemente su presencia a toda la gente que, de una forma u otra, han tenido alguna influencia en la realización de este trabajo. Y la primera de estas personas es uno de mis directores, Juan Bergamín, que lamentablemente, no ha podido verla terminada. La verdad es que no la reconocería, después de todas las vueltas que ha dado, pero también es cierto que, con él comenzó todo. Al fin y al cabo, fue suya, y sólo suya, la idea de construir el Modelo Digital de Elevaciones que es el pilar fundamental de todo este trabajo. El Modelo comenzó a realizarse con el fin de utilizarlo en el Departamento para el cálculo automático de la corrección topográfica para el mapa gravimétrico del centro de la Península. Cuando llegó al departamento el primer SIG matricial, decidimos incluir en él los datos que estábamos digitalizando, y Juan fue el primero que se dio cuenta que a estos datos se les podría sacar más partido. En esa época yo comenzaba a interesarme por los Sistemas de Información Geográfica y la idea nos entusiasmó, hasta tal punto que decidimos poner manos a la obra de construcción de un Modelo de escala regional, que pudiera sernos muy útil en todas las investigaciones que llevábamos a cabo en la zona. Por aquel entonces, mi Tesis estaba dirigida a aspectos bastante diferentes de los que ha acabado tratando, y Juan falleció antes de que se encauzara definitivamente hacia la aplicación directa de estos datos a la geología estructural. Yo estoy seguro que le hubiera encantado. Sobre todo, porque le gustaban mucho los mapas de colores.

Mis otros dos directores eran Jose González Casado y Rosa Tejero, y con ellos (y gracias a ellos) he llegado hasta aquí. Jose ya me dirigió en mi Tesina, junto a Gerardo de Vicente, y desde entonces ha sido, sin duda, quien me ha enseñado a investigar. A Rosa, más desde cerca, le tengo que agradecer su entusiasmo desbordante por cada idea, y cada mapa nuevo que le presentaba. Entusiasmo que, tengo que reconocerlo, hasta el final ha sido notablemente superior al mío. Si algo no les he podido pedir a mis directores en mayor medida de en la que me lo daban, es apoyo moral, y debo decir que esta Tesis se ha acabado, en gran parte gracias a esto. No voy a dar más detalles, pero puedo decir que han resultado ser unos directores de Tesis altamente recomendables. Aunque, después de la experiencia conmigo, no sé si con los siguientes tendrán tanta paciencia: yo lo aviso.

Y toda la gente que, de una manera o de otra me ha ayudado a levantar este peso (se me olvidará alguien, seguro): Antonio Rivas, infatigable y universalista, Rosa Babín, un encanto, Gerardo de Vicente, mi iniciador en la investigación, Jorge Giner y Alfonso Muñoz, que me cedieron datos de sus Tesis, Mini Garzón y Paloma Fernández, por su asesoría geomorfológica, Santiago Martín Alfageme, compañero de promoción, que me descubrió el Idrisi (anda, que no ha dado de sí), Ramón Elena, que fue el primero que me enseñó un SIG, la Unidad Docente de Edafología de la Escuela de Montes (Jose Manuel Gandullo, Alfredo Blanco, Agustín Rubio, Luis Muñoz y mi padre, Otilio Sánchez) que me dieron apoyo

técnico, humano, y, además, me dieron trabajo, la Unidad Docente de Ecología de la Escuela de Forestales (Ramón Elena y Valentín Gómez), que, además de todo lo anterior, me dieron una mesa, una silla y un ordenador con ArcInfo 7.

Y todos los que empezaron a hacer la Tesis conmigo, y después de mí, y resulta que (algunos), al final, han acabado antes que yo (será posible.....). Alfonso, Jorge, Josechu, Miguel y Meaza me han mostrado el camino, y me han enseñado cómo se hace una Tesis, y lo ancho que se queda uno cuando la termina (¡qué envidia...!). Otros me van siguiendo, casi diría que me van empujando, para que termine la Tesis, porque ellos van detrás. Nieves y David, compañeros de despacho en una primera época, con los que compartí las primeras campañas gravimétricas y el nacimiento de nuestros Modelos Digitales del Terreno (muchas horas de tableta digitalizadora y de todoterreno por los barrizales de Soria). También con Geles, aunque ella cubría otra zona, y pronto se convirtió en “nuestro contacto en el ITGE”. A Silvia siempre le gustaron mis mapitas de colores (y me lo decía, lo cual, de verdad, me mantenía la moral alta), y, tanto mientras fuimos compañeros de despacho, como después, por vía electrónica, nos hemos alegrado mutuamente las mañanas. Con Carmen, sin embargo, hemos pasado mucho tiempo llorándonos nuestras Tesis uno al otro. No sé bien cuál de los dos ha sido más llorón. Probablemente ella y con razón, porque no puedo contar el número de veces que la pobre se ha tenido que levantar del ordenador para dejármelo a mí (sin protestar ni una sola vez). Raúl, por el contrario, es mucho más optimista. Demasiado optimista. De hecho, ha visto mi Tesis terminada muchas más veces que yo (yo creo que sólo la he visto terminada una vez: la última). Creo que me perdonará por, más de una vez, oírle sin escucharle. De Carmina sólo digo que, sobre todo desde que está en la Autónoma, cada visita suya era un torbellino, un terremoto, entre el que siempre había un ánimo para acabar esto. Y una palabrita para Pilar, que (esta sí que está lejos, de hecho no lo puede estar más) también tiene una Tesis con mucha historia. A ver si es la siguiente...

De mis amigos quiero destacar a Jose, durante muchos años compañero de comidas en la Facultad, que también es de los que muy pronto me enseñaron cómo se termina una Tesis. Y yo ni caso. Y también a Pilar, ahora compañera de trabajo, que ha vivido más de cerca la última fase (la peor) de la finalización de la Tesis. Y, en general, a todos, que han debido acabar muy hartos de preguntarme, y que les dijera que “ya casi esta....” durante varios años. Pues ya está, chicos.

Y, por último, a mi familia, que son quienes más me han soportado, en todas las acepciones del término, desgraciadamente. Nadie como mis padres, mi hermana, y últimamente mi cuñado han tenido que aguantar, sobre todo al final, tantos agobios, malos humores y malas caras. Y encima me lo pagaban dando ánimos. Ya lo podemos celebrar.

Este trabajo ha sido financiado gracias a los proyectos de investigación PB91-0397, PB94-0242 y PB98-0846 de la D.E.S. e I.C. (Ministerio de Educación y Cultura).

ÍNDICE

PRIMERA PARTE: INTRODUCCIÓN

1 INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS	2
2 ENCUADRE GEOGRÁFICO	
2.1 EL SISTEMA CENTRAL	4
2.2 LA DEPRESIÓN DEL DUERO	6
2.3 LA DEPRESIÓN DEL TAJO	6
2.4 OTRAS UNIDADES	6
3 ENCUADRE GEOLÓGICO	
3.1 INTRODUCCIÓN	8
3.2 LITOESTRATIGRAFÍA	11
3.3 ESTRUCTURA	18

SEGUNDA PARTE: METODOLOGÍA

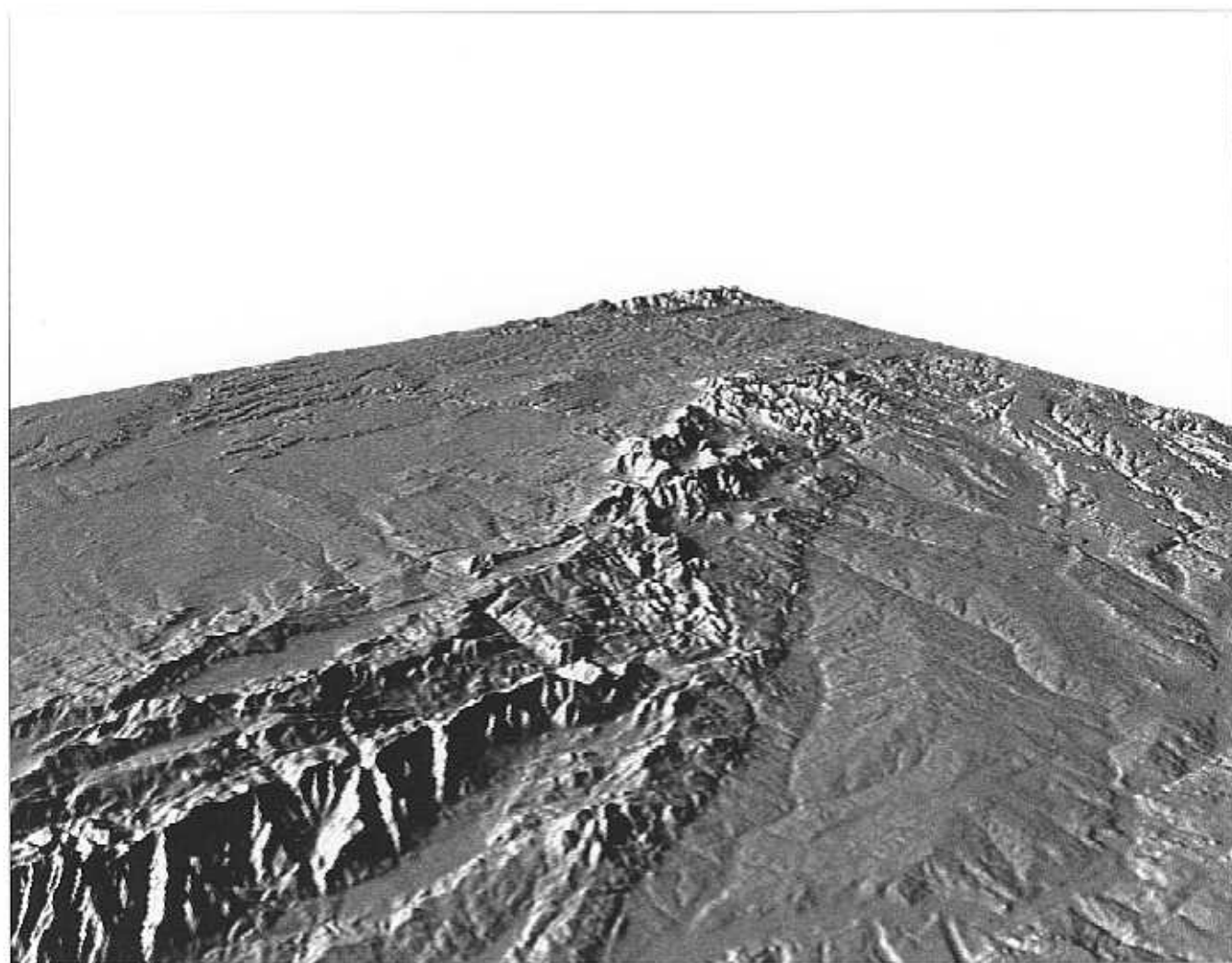
4 EL MODELO DIGITAL DE ELEVACIONES Y SUS APLICACIONES EN GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	
4.1 INTRODUCCIÓN	29
4.2 DEFINICIÓN Y TIPOS	29
4.3 ELABORACIÓN DE UN MODELO DE TIPO <i>RASTER</i>	31
4.4 APLICACIONES: TRATAMIENTO DE LOS DATOS	38
5 SISTEMAS DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICA	
5.1 INTRODUCCIÓN	57
5.2 PROGRAMAS INFORMÁTICOS	58
5.3 ELABORACIÓN DEL MAPA GEO-LITOLÓGICO	59

TERCERA PARTE: RESULTADOS

6 ANÁLISIS DEL RELIEVE	
6.1 INTRODUCCIÓN	61
6.2 PERFILES TOPOGRÁFICOS	61
6.3 ANÁLISIS ESPECTRAL DE LA TOPOGRAFÍA	79
6.4 ANÁLISIS DE MODELOS DERIVADOS DE LA TOPOGRAFÍA	113

7 SUPERFICIES DE APLANAMIENTO EN EL SISTEMA CENTRAL	
7.1 INTRODUCCIÓN	128
7.2 ANÁLISIS	129
8 ANÁLISIS DE LA RED DE DRENAJE	
8.1 INTRODUCCIÓN	144
8.2 DESCRIPCIÓN DE LA RED DE DRENAJE	144
8.3 ANÁLISIS	151
9 ASPECTOS GEOLÓGICOS	
9.1 INTRODUCCIÓN	156
9.2 ANÁLISIS DE LA DISTRIBUCIÓN DE LOS MATERIALES	156
9.3 ESTRUCTURAS GEOLÓGICAS Y ESTRUCTURAS TOPOGRÁFICAS	160
10 ASPECTOS GEOFÍSICOS	
10.1 INTRODUCCIÓN	168
10.2 GRAVIMETRÍA	168
10.3 DATOS DE PROFUNDIDAD DEL BASAMENTO	171
10.4 SISMOTECTÓNICA	176
11 DISCUSIÓN GENERAL Y CONCLUSIONES	
11.1 INTRODUCCIÓN	179
11.2 RELIEVE Y ESTRUCTURA EN EL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL	179
11.3 CONCLUSIONES	186
BIBLIOGRAFÍA	188

PRIMERA PARTE: INTRODUCCIÓN



1 INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

El estudio de la estructura de la corteza, del relieve y de la estructura profunda del centro peninsular es una de las líneas de investigación tradicionales del Departamento de Geodinámica de la Universidad Complutense de Madrid, y han dado lugar a numerosas Tesis de Licenciatura y Tesis Doctorales (por ejemplo, Capote, 1972; Babín, 1975; Fernández Casals, 1976; Pedraza, 1978; Garzón, 1980; González Ubanell, 1981; González Casado, 1986; Giner Robles, 1996, y otros). Asimismo, este ha sido el objetivo principal de los proyectos PB91-0397, PB94-0242 y PB98-0846, bajo los que se planteó el desarrollo de esta Tesis Doctoral. Como resultado de estas investigaciones, que comenzaron hace varios años, se ha podido mejorar el conocimiento de la historia tectónica de la región desde el comienzo de su estructuración durante el Ciclo Hercínico hasta la actualidad, determinándose también los grandes rasgos de su estructura cortical actual, que está en gran parte condicionada por las estructuras que fueron activas durante el Ciclo Alpino.

Los campos de esfuerzos actuales y recientes que producen las deformaciones que se observan en el interior de la microplaca Ibérica, son consecuencia de las fuerzas que se transmiten desde sus bordes activos. Estos esfuerzos han dado lugar a movimientos diferenciales entre bloques corticales que, a escala regional y desde un punto de vista topográfico, se reflejan en la creación de notables alineaciones montañosas (p. ej. el Sistema Central, los Montes de Toledo, etc.), que alternan con zonas de topografía deprimida, que corresponden a cuencas rellenas de sedimentos continentales (p. ej. La Cuenca del Duero, la del Tajo, etc.).

Las formas del relieve reflejan por tanto deformaciones de la corteza terrestre, estando sus características topográficas determinadas por el estilo, la magnitud, la velocidad y la edad de los movimientos tectónicos. Por otro lado, el relieve que se observa finalmente es el resultado de la interferencia entre las estructuras tectónicas y la acción de los sistemas de denudación asociados a los climas que las modifican a lo largo del tiempo. La litología y la estructura por un lado, y la intensidad y el lapso de tiempo en el que actúan los agentes externos por otro, hacen que la preservación de las formas topográficas asociadas a estructuras tectónicas sea muy diversa. Por ello se pueden diferenciar dos tipos de formas del relieve tectónicas (Stewart y Hancock, 1994):

- Formas del relieve tectónicas primarias: originadas directamente por los movimientos tectónicos, sin apenas modificaciones por los agentes externos.
- Formas del relieve tectónicas secundarias: formas geomorfológicas que han sido desviadas, modificadas y deformadas después de su formación como consecuencia de la actividad tectónica.

Esta clasificación enlaza con la que, desde un punto de vista geomorfológico, propone Pedraza (1996). Este autor distingue:

- Formas originales o primitivas: estructuras tectónicas que configuran el relieve en su totalidad.
- Formas penioriginales: estructuras tectónicas casi originales en las que algunos rasgos derivan de la acción modeladora.

- Formas derivadas: configuraciones debidas al modelado, pero condicionadas por las estructuras tectónicas, las cuales siguen, hasta cierto punto, dirigiendo la morfogénesis y conservan muchos rasgos tectónicos.

En zonas donde los procesos tectónicos se producen a un ritmo muy alto (habitualmente denominadas zonas tectónicas activas), como por ejemplo, los límites entre placas, se pueden observar formas primarias u originales, poco o nada modificadas por los procesos del modelado, ya que se generan a un ritmo más alto que los procesos de denudación. En áreas con una actividad tectónica más lenta, esta relación es mucho más difícil de establecer. Este es el caso del interior de la Placa Ibérica, donde las formas del relieve son claramente derivadas o secundarias y las grandes unidades fisiográficas se configuran durante los tiempos neógenos.

El estudio de la relación entre las estructuras geológicas y el relieve ha dado lugar al desarrollo de un conjunto de disciplinas entre las que se encuentran: la Morfotectónica, la Geomorfología Estructural, la Geomorfología Geológica y la Geomorfología Tectónica. Esta última es la que Keller y Pinter (1996) definen de dos maneras, en función de los objetivos, como:

- Estudio de las formas producidas por procesos tectónicos.
- Aplicación de los principios morfogenéticos a la resolución de problemas tectónicos.

La primera definición implica que el objeto de estudio son las formas del relieve como registro de los procesos tectónicos. En la segunda definición se recoge la utilidad y el valor de la Geomorfología para estudiar la Tectónica de una zona. La Geomorfología Tectónica es una herramienta fundamental en los estudios neotectónicos.

El objetivo fundamental de esta tesis es precisamente realizar un estudio de las formas producidas por los procesos tectónicos en el Sistema Central Español y áreas adyacentes de las cuencas del Duero y el Tajo, basado en el análisis del relieve, para identificar aquellos aspectos topográficos que puedan ser indicadores de las características de estas deformaciones recientes. Para ello se ha elaborado un Modelo Digital de Elevaciones y se han tratado los datos topográficos mediante un Sistema de Información Geográfica. Para discriminar los aspectos de carácter regional, no identificados hasta el momento por los sistemas clásicos, se realizará un análisis de tendencia de la topografía mediante el análisis espectral. Los resultados de estos tratamientos serán interpretados a la luz de los datos geológicos, principalmente de la cartografía geológica (zonas donde aflora el basamento y la cobertera) de los datos estructurales (principales orientaciones de fracturas, principales orientaciones de esfuerzos tectónicos) y de los datos geofísicos existentes (principales estructuras corticales). Todo ello permitirá establecer la existencia de un conjunto de estructuras a escala regional que caractericen la deformación de la corteza y enmarcarlas en el contexto geodinámico de la microplaca Ibérica.

2 ENCUADRE GEOGRÁFICO

La zona de estudio en este trabajo se sitúa en el centro de la Península Ibérica, y comprende un cuadrado de 275 km de lado (75.625 km^2). Sus límites están definidos por coordenadas UTM, referidas al Huso 30, en el que está íntegramente contenida: 270.000 y 543.000 en la dirección X, y 4380.000 y 4655.000 en la dirección Y. La figura 2.1 refleja la posición de la zona de estudio dentro de la Península Ibérica, y en ella se puede apreciar cómo incluye la totalidad de las provincias de Ávila, Madrid y Segovia, gran parte de las de Guadalajara, Soria, Toledo y Valladolid, y porciones más pequeñas de Burgos, Cáceres, Cuenca, Palencia, Rioja, Salamanca y Zamora.



Figura 2.1: Situación de la zona de estudio en la Península Ibérica.

En la figura 2.2 se presenta una imagen digital del relieve de la zona de estudio, con colores hipsométricos, en función de la altitud, con un sombreado artificial superpuesto, simulando una fuente de luz situada al noroeste de la imagen. Esta imagen ha sido construida a partir de un Modelo Digital del Terreno, y su elaboración está explicada en el apartado 4.4.1. Sobre esta imagen, que incluye los límites provinciales, equivalentes a los que aparecen en la figura 2.1, y la posición de las poblaciones más importantes, se pueden apreciar los rasgos fisiográficos principales de la zona, dominados por la presencia del Sistema Central Español, y las depresiones del Duero y el Tajo. A continuación, se describen los rasgos principales de estas tres unidades.

2.1 EL SISTEMA CENTRAL

El Sistema Central Español es una cordillera de características singulares: constituye un estrecho bloque elevado de materiales “antiguos” (pertenecientes al Macizo Ibérico), flanqueado por dos grandes cuencas sedimentarias más modernas. Desde las más clásicas descripciones fisiográficas de la Península, se ha considerado como la divisoria entre las dos mitades de la Meseta. Como introducción a sus características citaremos la descripción que se hace en Solé Sabarís *et al.* (1952, capítulo VIII, página 175), en un estilo literario singular, ya prácticamente perdido en la literatura científica, pero que resume perfectamente cuál es el aspecto de esta “Cordillera Central”:

“Desde las altiplanicies y oteros cercanos a Madrid, cuando el cielo castellano, límpido y azul intenso, como en los lienzos de Velázquez, deja perfilar los horizontes lejanos, se divisa la silueta sombría, violácea, del Guadarrama, la *Sierra*, por antonomasia, de los madrileños, que destaca sobre los trigales de la Meseta y el blanco ocráceo de sus arcillas terciarias. La línea de cumbres se recorta casi horizontal y continua, y esta impresión se acentúa todavía al acercarse a la sierra. Apenas hay ningún relieve que preceda a la sierra principal. La planicie terciaria de Castilla continúa sin ondularse hasta el pie mismo de la sierra, y, sin desnivel alguno sube por una plataforma suavemente inclinada y rígida, de

poca anchura, bien aprovechada para el emplazamiento de los caseríos de verano. La presencia de canchales berroqueños y de rocas duras denuncia inmediatamente la presencia de las formaciones antiguas del zócalo de la Meseta en esta “rampa” que forma la peana de la sierra. Pero muy pronto, de improviso, se eleva el murallón de la cordillera casi hasta los 2.200 metros, apenas suavizados sus cantos y aristas por los retoques de la erosión. La vegetación arraiga mal sobre estos riscos de roquízal sombrío y descarnado, formados por neis o granito, con planos entrecruzados de fisuración, que originan los caos de bloques y proporcionan caprichosas formas a las cimas, como en la conocida Pedriza de Manzanares o en el Yelmo. No es difícil encontrar algún portillón abierto en la muralla para penetrar en la sierra, y entonces el aspecto cambia: los valles se abren hacia el interior y en sus recovecos umbríos empieza el pinar cerrado que dulcifica la aspereza del paisaje. Remontando hasta las principales alturas, la sensación de bravura serrana acaba por desaparecer totalmente, y el relieve se resuelve en una serie de curvas suaves, de cuerdas alomadas y casi niveladas, recubiertas de verdes pastizales. Apenas la silueta lejana de algún accidente más acusado, como Peñalara, con retoques glaciares insignificantes, altera la uniformidad de las cumbres. El descenso hacia la altiplanicie del Duero es tan brusco como por el flanco sur; pero en todo caso aparece disimulado por la espesura de los densos pinares de Valsain y de la Granja.”

Efectivamente, este párrafo comienza a introducir las características singulares, desde el punto de vista fisiográfico, de esta cadena montañosa: es una cordillera linear, relativamente estrecha (entre 40 y 70 km de anchura), que se inicia con relieves suaves, sobre una “rampa” tallada en materiales antiguos, y cuyas mayores alturas se elevan bruscamente sobre ella. No presenta grandes “macizos” montañosos, sino sucesiones, más o menos apretadas, de alineaciones o “cuerdas” montañosas y depresiones intramontanas paralelas, regularmente interrumpidas por pasos de montaña, no excesivamente elevados. Esta disposición, linear y estrecha, permite que la vista desde las vecinas cuencas sedimentarias de la cadena tenga un aspecto de muralla, puesto que todo el desnivel se resuelve en pocos kilómetros en la horizontal. Sin embargo, esto se aprecia de forma diferente, dependiendo de la parte de la cordillera de la que se trate. En la parte oriental de nuestra zona de estudio (provincias de Madrid y Segovia, sierras de Guadarrama y Somosierra), el desnivel entre las cumbres más altas y las cuencas adyacentes es mayor con respecto a la del Tajo (unos 1.500 metros) que con la del Duero (menos de 1.200), pero, en el primer caso, la subida es más gradual, con mayor distancia (más de 30 km) y con relieves que se van haciendo progresivamente más abruptos. Desde el norte, sin embargo, la subida se hace en menor distancia (unos 15 km) y la montaña se levanta de forma brusca, sin que haya prácticamente relieves previos que se puedan considerar montañosos. En la parte occidental (entre Ávila y Toledo, sierra de Gredos), la altitud máxima de la cordillera es mayor (Almanzor: 2.592 metros) y los desniveles también son mayores hacia el sur (más de 2.200 metros) que hacia el norte (unos 1.600 metros), pero esta vez el ascenso más brusco se produce en el sur, en sólo 15 km, mientras que desde el norte es más largo (55 km) y progresivo. De aquí se puede concluir que la asimetría es otra de las características de esta cordillera. También en el párrafo de Solé Sabarís se advierte otra característica, como es la del modelado de las zonas altas, que denuncia la presencia de superficies de aplanamiento.

La forma linear de la cordillera permite definir claramente su dirección como NE-SW, si bien dentro de ella se pueden diferenciar tramos sucesivos con pequeños cambios de orientación, que nos permitirán diferenciar los distintos dominios dentro de la misma. La zona estudiada se corresponde con las “sierras carpetanas” nombradas por Hernández Pacheco (1956) que, a su vez, se subdividen en las sierras de Gredos, al oeste, y

Guadarrama, al este. Fuera de nuestra zona de estudio, hacia el oeste, el Sistema Central continúa, si bien los relieves son menores, pero se mantiene la misma orientación general de las sierras. A la Sierra de Gredos, que domina la parte occidental de la zona, la siguen, en relevo sucesivo, las de Béjar, Francia, Gata y Estrela, ya en Portugal. Por el extremo oriental, todavía dentro de nuestra zona, los relieves de la cordillera se diluyen dentro de los de la Cordillera Ibérica, de dirección transversal, a la que nos referimos mas adelante.

2.2 LA DEPRESIÓN DEL DUERO

La cuenca hidrográfica del Duero es la más extensa de la Península, y en nuestra zona de estudio se incluye la mayoría de su parte sur en territorio español, desde su parte central, por donde transcurren sus ríos principales (Duero y Pisuerga), hasta la divisoria meridional, constituida, precisamente, por el Sistema Central. En esta zona, la altitud media de la depresión del Duero es bastante elevada, de 854 metros, y con un relieve relativamente suave, sólo alterado por la presencia, en la parte central, de los páramos, con culminación a 900 metros, y fuertemente incididos por la red fluvial. Esta unidad fisiográfica es la que, clásicamente, se ha denominado como Submeseta norte o superior.

En su parte oriental, la depresión se estrecha en la cabecera de la cuenca del Duero, dando lugar a la subcuenca de Almazán, con una altura media mayor, que queda colgada entre los relieves de las dos ramas de la Cordillera Ibérica, que la flanquean al norte y al sur.

2.3 LA DEPRESIÓN DEL TAJO

Al contrario de lo que sucede con la del Duero, la depresión del Tajo presenta un importante descenso de altitudes a lo largo del curso del río Tajo, que la drena. Así, dentro de nuestra zona de estudio, la máxima altitud de la cuenca es de 1140 metros, en el límite con la Cordillera Ibérica, y la mínima es de 245 metros. La media de toda la cuenca, siempre en la parte comprendida en la zona de estudio, es de 668 metros. Este descenso de altitudes, unido al hecho del fuerte estrechamiento de la cuenca en la parte occidental de la zona (ver figura 2.2) explica la asimetría antes comentada en los desniveles entre la cadena montañosa y la cuenca.

Es destacable la presencia, en el extremo oriental de la cuenca, de un páramo elevado, que forma una plataforma alargada, de orientación paralela al Sistema Central, incidido en su parte central por el encajamiento del río Tajuña. La superficie culminante de este páramo presenta un descenso en altitud, similar al del resto de la cuenca, de más de trescientos metros entre su enlace con la Cordillera Ibérica y la desembocadura del Tajuña en el río Tajo.

2.4 OTRAS UNIDADES

En los extremos de nuestra zona de estudio, aparecen otras unidades fisiográficas, que, si bien no son objeto principal de la atención de este trabajo, son repetidamente aludidas a lo largo del mismo, por constituir los límites de las unidades anteriormente explicadas. La más importante es, sin duda, la Cordillera Ibérica, con alineaciones montañosas oblicuas a las del Sistema Central, que, si bien no presentan relieves de carácter tan abrupto como otras cadenas montañosas de la península, sí destaca por su elevada altitud media. El Sistema Central termina, en su extremo nororiental con una zona de enlace con la denominada Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. En la parte norte de nuestra zona de

estudio está también representada parte de la Rama Aragonesa. Ambas ramas de la Cordillera flanquean la subcuenca de Almazán, a la que ya nos hemos referido al hablar de la Cuenca del Duero.

La Sierra de Altomira es una pequeña alineación montañosa, incluida en el interior de la Cuenca del Tajo, con una dirección norte-sur, que consiste en una sucesión de relieves alargados, y que separa la llamada Depresión Intermedia o Cuenca de Loranca, en la parte oriental, del resto de la cuenca del Tajo.

Por último, en el extremo meridional de la zona de estudio, y limitando por el sur la Cuenca del Tajo, asoman los relieves suaves de los Montes de Toledo, nuevo afloramiento de materiales metamórficos y plutónicos entre cuencas sedimentarias más modernas, aunque sin la importancia topográfica del Sistema Central.

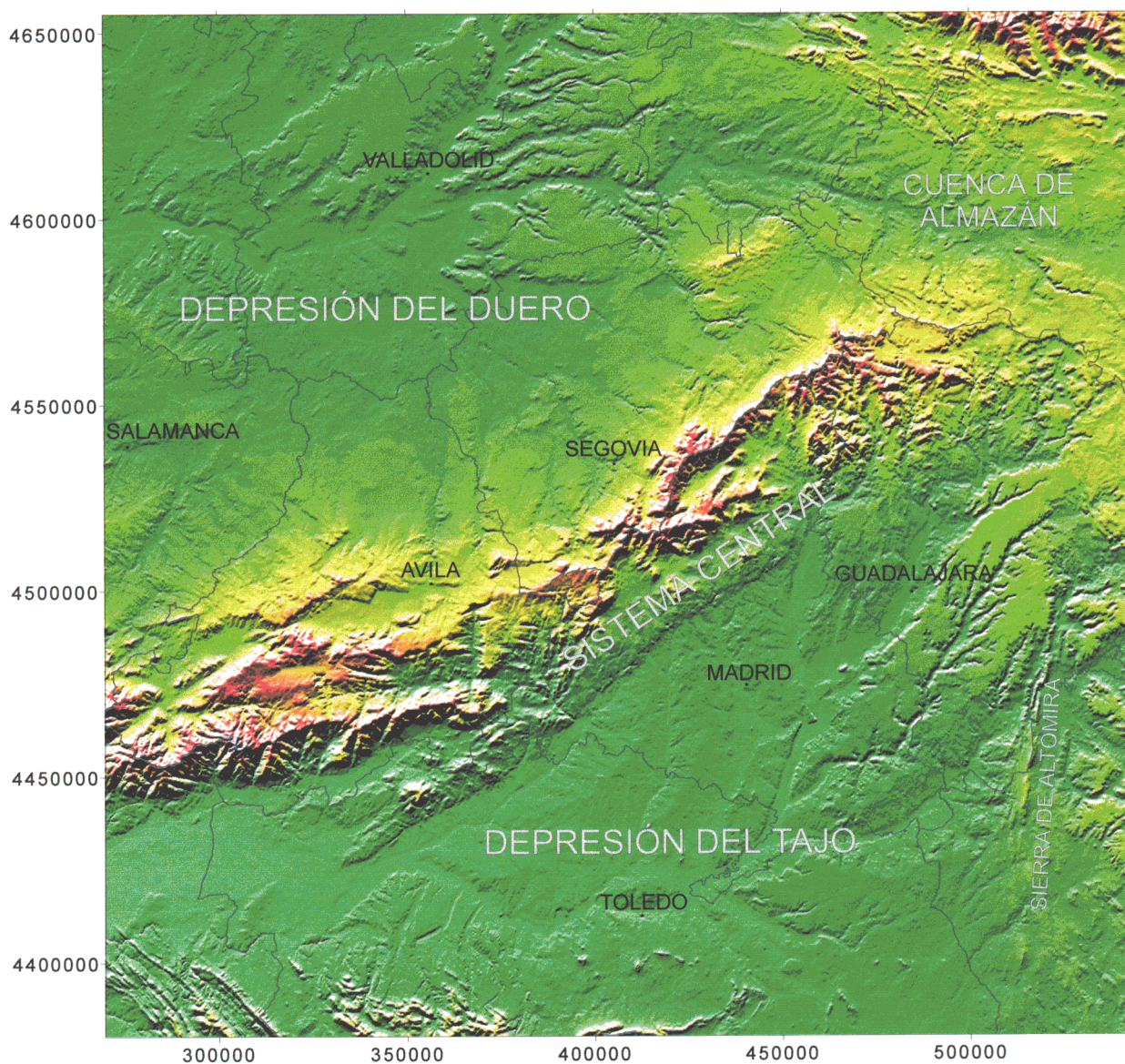


Figura 2.2: Imagen digital del relieve de la zona de estudio, con simulación de iluminación desde la dirección N310°E (ver capítulo 4 para información sobre la imagen). Coordenadas UTM, Huso 30, en metros.

3 ENCUADRE GEOLÓGICO

3.1 INTRODUCCIÓN

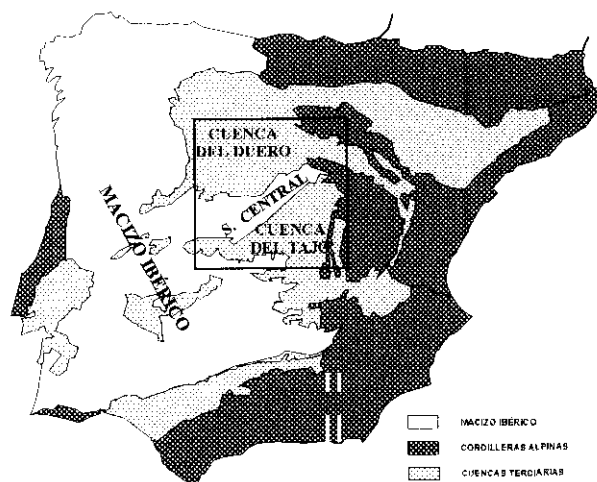


Figura 3.1: Esquema de la Península Ibérica, con indicación de la posición de la zona de estudio con respecto al Macizo Ibérico, las Cordilleras Alpinas y las Cuencas Terciarias.

Del mismo modo que desde el punto de vista geográfico, las unidades geológicas más apreciables de nuestra zona de estudio son el Sistema Central y las dos cuencas sedimentarias adyacentes. En términos geológicos, se puede hacer una distinción inmediata entre estas unidades: el Sistema Central forma parte del Macizo Ibérico, que es la zona de la Placa Ibérica en la que los materiales Precámbricos y Paleozoicos, estructurados por la orogenia hercínica, afloran de forma más extensa y continua, mientras que las cuencas del Duero y el Tago son cuencas sedimentarias rellenas de materiales cenozoicos. A su vez, el propio Sistema Central constituye una zona singular dentro del Macizo Ibérico, por la posición “exenta” de su afloramiento actual (causado por la estructuración alpina, que se superpone a

la hercínica), flanqueado por las cuencas terciarias (figura 3.1). Además, en la parte oriental, afloran las zonas marginales de la Cordillera Ibérica (cadena Intraplaca Alpina). A continuación, se describe brevemente la geología de todas estas unidades. La figura 3.2 muestra la distribución espacial de todas ellas, en relación a las unidades geográficas definidas en el capítulo 2.

3.1.1 EL SISTEMA CENTRAL

En la primera definición y zonación del Macizo Ibérico (o Macizo Hespérico), Lotze (1945) incluyó la mayor parte del Sistema Central dentro de la Zona Galaico-Castellana, y el sector más oriental del mismo, caracterizado por el metamorfismo de grado más bajo, en la Zona Asturoccidental-Leonesa. En la revisión de esta zonación realizada por Julivert *et al.* (1972), todo el Sistema Central pasaría a formar parte de la Zona Centroibérica, siguiendo el criterio de que, en esta zona, el Ordovícico es discordante y transgresivo sobre su sustrato. A pesar de ello, se puede establecer, de acuerdo con Capote *et al.* (1981), Capote *et al.* (1982a) y Capote (1983), una clara zonación estructural, que se refleja en la figura 3.3. De acuerdo con esta zonación, se pueden distinguir tres sectores, en función de sus características estratigráficas y estructurales:

Sector Oriental: Caracterizado por el grado metamórfico medio o bajo que presentan los materiales ordovícicos y posteriores, y la ausencia de afloramientos significativos de granitos. Se encuentra separado del Sector Central por la Zona de Cizalla de Berzosa (González Casado, 1986), de dirección Norte-Sur.

Sector Central: Afloran exclusivamente series preordovícicas, afectadas por metamorfismo de grado medio a alto, con presencia de granitoides intrusivos y áreas

migmatizadas. Se extiende desde la Zona de Cizalla de Berzosa hasta el afloramiento metamórfico de El Escorial.

Sector Occidental: Siguen predominando los materiales preordovícicos, aunque en su parte más occidental existen materiales más modernos. Los materiales metamórficos son mayoritariamente de grado bajo, aunque también aparecen los de grado alto. Predominan en todo este sector los granitoides, en cuerpos intrusivos que se interconectan y dejan aislados entre ellos los afloramientos metamórficos.

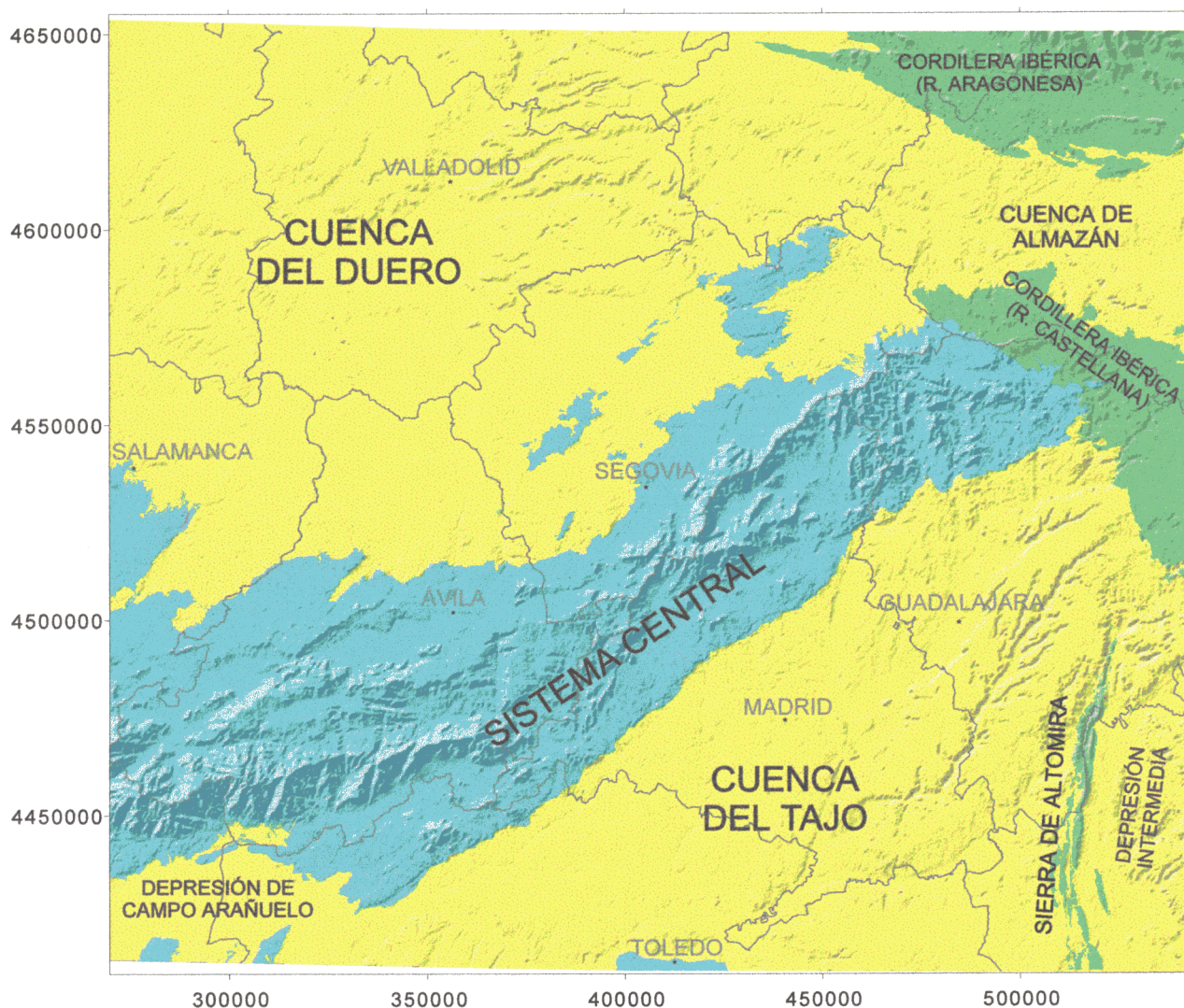


Figura 3.2: Distribución en la zona de estudio de las unidades geológicas definidas en el texto.

3.1.2 CUENCA DEL DUERO

La Cuenca del Duero, debido a sus grandes dimensiones, tiene diferentes características geológicas y estructurales en cada uno de sus bordes. En el borde sur, y parte del oeste, está limitada por las rocas plutónicas y metamórficas del Sistema Central y el Macizo Ibérico, mientras que en el resto del borde occidental, y en el borde norte, por rocas paleozoicas siliciclásticas y mesozoicas, predominantemente carbonatadas. En el borde oriental, por último, afloran rocas mesozoicas, siliciclásticas y carbonatadas. Los diferentes tipos litológicos de las áreas fuente influyen en las características de la sedimentación cenozoica de la cuenca. También lo hacen las diferentes características estructurales de los bordes. El borde norte (Cordillera Cantábrica) está constituido por cabalgamientos de bajo ángulo, y el borde oriental (Cordillera Ibérica) presenta fallas inversas con poco desplazamiento horizontal, lo que provoca una gran acumulación sedimentaria, y discordancias progresivas (Alonso Gavilán *et al.*, 1984). En general, los bordes correspondientes al Macizo Ibérico son discordantes, aunque el límite con el Sistema Central, sobre todo en su parte más oriental, presenta una estructuración alpina bastante evidente, con fallas inversas bastante verticales en afloramiento, que pierden buzamiento en profundidad (Santisteban *et al.*, 1996). Esta heterogeneidad provoca una importante subsidencia diferencial, y que los máximos espesores de sedimentos se sitúen hacia los bordes oriental y septentrional. La Cuenca de Almazán constituye un apéndice de la Cuenca principal, que se sitúa entre las dos ramas, Castellana y Aragonesa, de la Cordillera Ibérica (figura 3.2). Los depósitos terciarios de la cuenca son mayoritariamente terrígenos, aunque en la parte central afloran ampliamente los niveles carbonatados, formando páramos característicos (SIEMCALSA, 1997).

3.1.3 CUENCA DEL TAJO

La Cuenca Terciaria del Tajo es frecuentemente denominada también como “Cuenca de Madrid” (Junco y Calvo, 1984; Calvo *et al.*, 1990), aunque esta última denominación sólo afectaría a la parte central de la cuenca, sin incluir la Depresión Intermedia, en el extremo oriental, ni la depresión de Campo Arañuelo, hacia el Oeste. El conjunto de la Cuenca del Tajo constituye una depresión de forma triangular, limitada hacia el Norte, Oeste y Sur por los materiales graníticos o metamórficos del Macizo Ibérico, al Noreste por las series paleozoicas del Sector Oriental del Sistema Central, y al Este por los sedimentos mesozoicos de la Cordillera Ibérica y la Sierra de Altomira (figura 3.2). Estas diferencias litológicas condicionan las características de la sedimentación neógena continental de la cuenca, controlando los regímenes deposicionales. El relleno sedimentario de la cuenca presenta una fuerte asimetría, coincidiendo con la del propio basamento sobre el que se apoya dando lugar a unos espesores de hasta 4.000 metros junto a los bordes del Sistema Central, mientras que en la parte centro-oriental de la cuenca, los espesores están en torno a los 2.000 metros, según se desprende de las investigaciones geofísicas llevadas a cabo en estas zonas (Megías *et al.*, 1983; Racero, 1988; Querol, 1990). Hay que destacar, como rasgo característico de la Cuenca, la presencia, hacia su borde suroriental, de la Sierra de Altomira, a la que nos referiremos en el apartado siguiente, y que separa la parte más oriental de la cuenca (Depresión Intermedia o Cuenca de Loranca) del resto. El emplazamiento de este cinturón montañoso, así como la estructuración alpina del propio Sistema Central, y la Cordillera Ibérica, durante el Mioceno, influyeron en la sedimentación de la Cuenca de Madrid.

3.1.4 OTRAS UNIDADES

Como sucedía en el caso de las unidades geográficas (apartado 2), y como se puede apreciar en la figura 3.2, la Cordillera Ibérica aparece, de forma marginal, en la parte oriental de nuestra zona de estudio. Aunque los objetivos de este trabajo se centran en el Sistema Central y las Cuencas del Duero y el Tajo, la Cordillera Ibérica será constantemente aludida a lo largo del mismo, por su posición adyacente al extremo oriental del Sistema Central, y por su influencia en la evolución del relieve a lo largo de las etapas alpinas y posteriores. Se trata de una de las “Cadenas de tipo intermedio” de Julivert *et al.* (1972), afectadas por plegamientos, despegues y cabalgamientos, pero sin la intensidad de las cadenas alpinas como los Pirineos o la Cordilleras Béticas. Con una dirección general NW-SE, ha sido interpretada como una cuenca mesozoica, comprimida y plegada durante la orogenia alpina, en el Eoceno-Oligoceno Superior (Alvaro *et al.*, 1979; Capote, 1984b). Está compuesta, fundamentalmente, de materiales sedimentarios mesozoicos, pero, puntualmente, las fracturas hacen aflorar las series paleozoicas. Se pueden distinguir dos “ramas” en la Cordillera, la “Rama Castellana”, en el borde suroccidental, que limita con la Cuenca del Tajo y el Sistema Central, y la “Rama Aragonesa”, separada de la anterior por la Cuenca de Almazán (ver figura 3.2), y que limita con la Cuenca del Ebro, hacia el Noreste. Esta última está representada en nuestra zona por la parte meridional de la Sierra de Cameros.

La Sierra de Altomira, que ha sido ya aludida en esta introducción geológica, es un cinturón de pliegues y cabalgamientos, de dirección aproximada Norte-Sur, situado en el interior de la cuenca del Tajo, como ya hemos visto, y que afecta a materiales mesozoicos y paleógenos. Su emplazamiento se sitúa entre el Oligoceno superior y el Mioceno medio-superior (Muñoz Martín, 1997; Muñoz Martín y De Vicente, 1998a). Su estructuración afecta a los materiales de las cuencas sedimentarias adyacentes (Cuenca de Madrid y Depresión Intermedia), con la presencia de discordancias progresivas y otras estructuras características de la sedimentación sintectónica.

3.2 LITOESTRATIGRAFÍA

En este apartado nos centraremos básicamente en las tres unidades más importantes de la zona de estudio, antes descritas: Sistema Central y Cuencas del Duero y el Tajo. En la figura 3.3 se puede apreciar claramente cómo, litoestratigráficamente, el Sector Oriental del Sistema Central se diferencia de los otros dos. En éste, las rocas metamórficas paleozoicas predominan sobre los materiales ígneos y metamórficos de alto grado, mientras que las diferencias entre los sectores Central y Occidental se reducen a la mayor o menor proporción de granitoides intrusivos o de ortogneises preordovícicos. La serie mesozoica es prolongación, sedimentológica y estratigráficamente hablando, de la de la Cordillera Ibérica. Su posición en el Sistema Central está relacionada con su estructuración alpina. El Terciario se describe de forma separada para las dos grandes cuencas sedimentarias, y las depresiones interiores y los bordes del Sistema Central.

3.2.1 SERIE PREORDOVÍCICA

Está constituida por los materiales que se encuentran por debajo de la Discordancia Sárdica (Ordovícico, Lotze, 1956), característica de la zona Centroibérica. Esta serie, por regla general, está formada por metasedimentos que presentan un metamorfismo de grado medio a alto, y están acompañados de ortogneises y granitoides intrusivos prehercínicos.

Además, está muy afectada por la fracturación tardihercínica, lo cual dificulta en gran medida su correlación y datación. Los intentos que se han realizado en este sentido han situado todo este conjunto, bien en el Precámbrico o entre el Cámbrico y el Precámbrico (Capote y Fernández Casals, 1975; Capote *et al.*, 1977; Fernández Casals y Gutiérrez Marco, 1985), aunque las dataciones radiométricas de las intrusiones prehercínicas (gneises) proporcionan edades ordovícicas (Viallette *et al.*, 1987). En el Sistema Central, estas series afloran con diferentes características en el Sector Oriental, por un lado, y en los Sectores Central y Occidental, por otro.

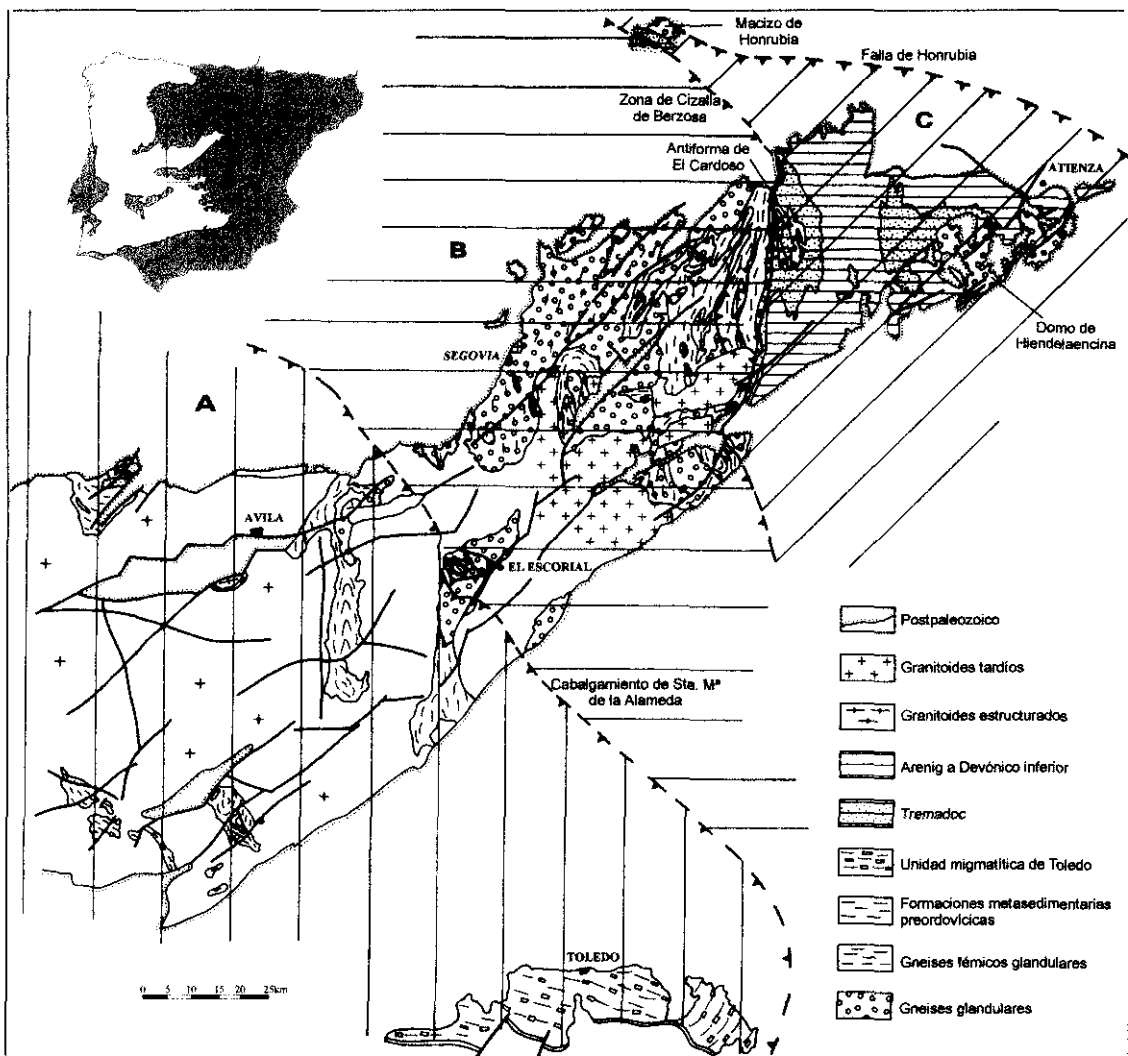


Figura 3.3: Esquema estructural del Sistema Central, tomado de Capote *et al.* (1981). A: Sector Occidental. B: Sector Central. C: Sector Oriental.

Sector Oriental. Los materiales más antiguos de este sector son los paragneises y ortogneises glandulares de edad Cámbrica y Precámbrica, que actúan como zócalo de la serie. Estos materiales afloran en dos antiformas, el Domo de Hiendelaencina y la Antiforma de El Cardoso (ver figura 3.3). En la primera estructura, la base de la serie está constituida por los gneises de Hiendelaencina (“Formación Hiendelaencina” de González Lodeiro, 1981), constituida por gneises macroglandulares que han sido correlacionados con el Antiforme del “Ollo de Sapo” (formación definida por Parga Pondal *et al.*, 1964), estructura que constituye el límite entre las zonas Asturoccidental-Leonesa y Centroibérica del Macizo Ibérico (Julivert *et al.* 1972). Esta formación porfiroide ha sido interpretada como de origen volcano-sedimentario. A techo de la misma presenta diversas alternancias de esquistos, ortogneises glandulares, leucogneises y cuarcitas (Formaciones “Cardenosa”, “Antoñita” y “Angón”, González Lodeiro, 1981, y Schäfer, 1969). En cuanto a la Antiforma de El Cardoso, muy cercana al límite con el Sector Central (Zona de Cizalla de Somosierra), presenta en su núcleo una serie metasedimentaria, con esquistos, cuarcitas y anfíbolitas, sobre la que se sitúan el Gneis de El Cardoso, con facies glandulares e intercalaciones anfíbolíticas (Schäfer, 1969; García Cacho, 1973; Navidad, 1979; González Casado, 1986), y el Gneis de Riaza, con gneises glandulares y leucogneises (García Cacho, 1973; González Casado, 1986). El Gneis de El Cardoso ha sido correlacionado con algunas de las facies “Ollo de Sapo” de Hiendelaencina (González Casado, 1987a).

Sectores Central y Occidental. Al Oeste de la Zona de Cizalla de Somosierra se han distinguido dos series litoestratigráficas. La inferior es una serie de gneises féficos glandulares que pasa hacia arriba a gneises féficos plagioclásicos, y mármoles dolomíticos (zona de Santa María de la Alameda, Peinado, 1973). La serie superior está a su vez constituida de un tramo de gneises glandulares y leucogneises con bandeo migmatítico, y un segundo tramo, compuesto por esquistos, gneises esquistosos, cuarcitas, anfíbolitas y mármoles (Bischoff *et al.*, 1973; Capote y Fernández Casals, 1975, González Casado, 1986). En el Sector Central, todo este conjunto se sitúa sobre un zócalo de ortogneises glandulares (“Gneis Morcuera”, de Fernández Casals y Capote, 1971) que podría constituir el zócalo infrayacente a la serie metasedimentaria descrita, o bien cuerpos intrusivos en dicha serie, de forma equivalente a la “Formación Hiendelaencina” en el Sector Oriental.

3.2.2 SERIE PALEOZOICA.

En contraste con la serie preordovícica, los materiales inmediatamente más modernos presentan un grado metamórfico entre medio y bajo, lo cual ha permitido la conservación de las características sedimentológicas y paleontológicas que facilitan su datación y correlación con el resto del Paleozoico del Macizo Ibérico. Dentro del Sistema Central, esta serie aflora de forma muy completa en el Sector Oriental, está ausente en el Sector Central, y aparece de forma aislada y fragmentaria en el Sector Occidental.

Sector Oriental. Directamente sobre las formaciones gneísicas de Hiendelaencina y El Cardoso, la serie paleozoica comienza con la “Formación Constante” (Schäfer, 1969, Bischoff *et al.*, 1973, González Lodeiro, 1981), una alternancia de cuarcitas y pizarras, de edad Tremadoc-Arenig (Ordovícico inferior, Fernández Casals y Gutiérrez Marco, 1985). Sobre esta se sitúa la “Formación Alto Rey” (Schäfer, 1969), compuesta de ortocuarcitas blancas con intercalaciones pizarrosas, equivalentes a los niveles de “Cuarcita Armoricana” que se encuentran en todo el Macizo Ibérico y en gran parte del Orógeno Hercínico Europeo (Julivert y Truyols, 1983). El Ordovícico culmina con la “Formación Rodada” (Schäfer, 1969), de edad Arenig-Ashgill, compuesta por pizarras grafitosas o esquistos negros, que,

hacia la base, alternan con cuarcitas. El Silúrico comienza con un nivel de cuarcitas blancas (“Formación Santibáñez”) que enlaza con la típica serie de pizarras ampelíticas con graptolites (“Formación Cañamares”, Soers, 1972). La “Formación Alcolea” (Soers, 1972), formada por areniscas con intercalaciones pizarrosas, da paso al Devónico, representado sólo en Riba de Santiuste, en el extremo oriental del Sistema Central (González Lodeiro, 1981), por la “Formación Cercadillo”, con pizarras y calizas. El Pérmico sólo aparece en afloramientos aislados, normalmente asociados a la fracturación tardihercínica, discordante sobre el resto del Paleozoico, y recubierto por el Triásico o el Terciario. Aflora exclusivamente en el Sector Oriental del Sistema Central, en pequeños afloramientos como los de Valdesotos-Retienas, Riba de Santiuste y Pálmaces de Jadraque (Sopeña, 1979), o, de forma algo más extensa, en Atienza y la Sierra de Ayllón (Hernando, 1977), ya en el mismo límite con la Cordillera Ibérica. El carácter aislado de estos afloramientos se ve acentuado por el hecho de que sus características litológicas y estratigráficas son diferentes entre sí, y no siempre correlacionables. En cualquier caso, se trata siempre de series terrígenas, frecuentemente acompañadas de rocas volcánicas (Andesitas de Atienza) y series volcano-sedimentarias.

Sector Occidental. Aparece exclusivamente en los afloramientos de Ojos Albos y Muñico, en la provincia de Ávila, y representan, de forma reducida, la misma serie del Ordovícico que aparece en el Sector Oriental, con un tramo detrítico de pizarras y cuarcitas, la cuarcita blanca (“Armoricana”) y la serie esquistosa superior (Capote y Vegas, 1968, Capote, 1973).

3.2.3 SERIE MESOZOICA.

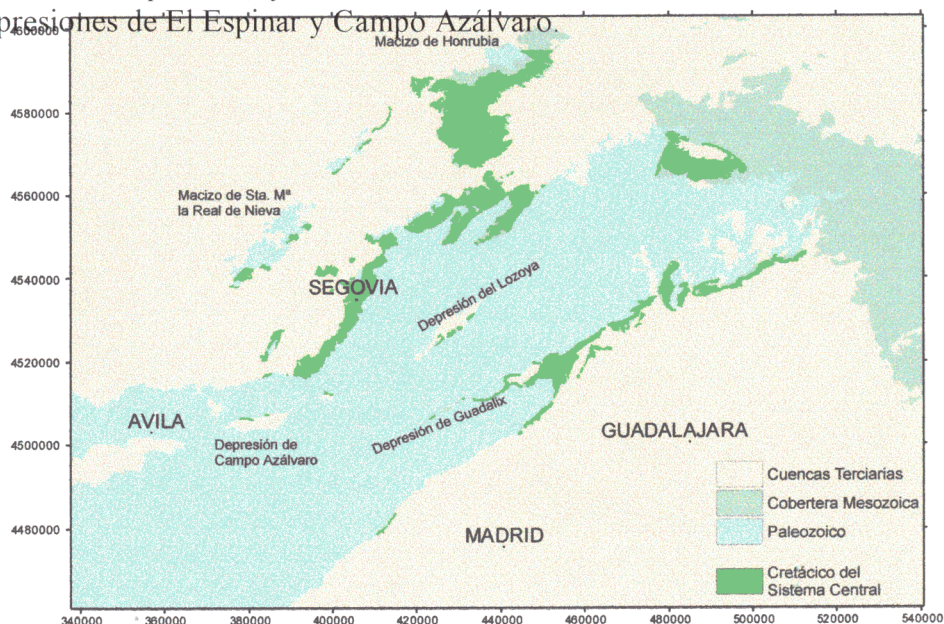
Los materiales posthercínicos afloran extensamente, y con series muy completas, en la Cordillera Ibérica. Sin embargo, en el Sistema Central constituyen una delgada cobertera discordante sobre los materiales anteriormente descritos. Se conservan, fundamentalmente, en sus bordes, dando paso a los rellenos terciarios de las cuencas del Duero y el Tajo, y en algunas de las depresiones interiores, como las fosas de Lozoya y Guadalix. En general, estas series mesozoicas son asociables a las de la Cordillera Ibérica, con las que enlazan, sedimentológica y estratigráficamente, sin solución de continuidad. De hecho, todas estas series llegan a su límite de sedimentación a lo largo de la dirección del Sistema Central, de Noreste a Suroeste, no sobrepasando el límite del Sector Occidental, en el caso del Cretácico, y no saliendo siquiera del Sector Oriental, en el Triásico. El Jurásico sólo está representado en el macizo de Honrubia, asociado al Sector Oriental (ver figura 3.3). A continuación se exponen brevemente las características de las series mesozoicas del Sistema Central.

El Triásico del Sistema Central aparece como una transición entre los tipos “Ibérico” y “Hespérico” de Sopeña *et al.* (1983), definidos como variantes locales del tipo “Germánico” característico de la Placa Europea. En este caso, está presente en los bordes Sur y Noreste del Sector Oriental del Sistema Central, además de en el borde sur del macizo metamórfico de Honrubia. En todos los casos, se trata de una serie reducida, en la que predominan las facies *Buntsandstein* detríticas y las *Keuper* evaporíticas. En algunos casos, el tramo intermedio (*Muschelkalk*, carbonatado), aparece, como transición hacia el tipo “Ibérico” (en la Cordillera Ibérica), en el que la serie es más completa.

El Jurásico está prácticamente ausente del Sistema Central. Sólo aparece rodeando al Macizo de Honrubia, en series carbonatadas de edad Liásica, acompañando a Triásico y Cretácico.

El Cretácico aflora más extensamente en el Sistema Central que el Triásico o el Jurásico, pero siempre lo hace dispuesto en bandas, más o menos estrechas, paralelas a la dirección general de la cordillera. Estas bandas se distribuyen en los dos bordes, norte y sur, de la cadena montañosa, en torno a los afloramientos de los macizos de Nieva y Honrubia y en pequeños afloramientos en el interior de la cordillera (García *et al.*, 1996), asociados siempre a las principales directrices alpinas presentes en la cordillera (ver figura 3.4 y apartado 3.3.3). Sin embargo, estratigráficamente y sedimentológicamente, las sucesiones cretácicas presentan características similares en una dirección paralela a la de la Cordillera Ibérica, oblicua a las direcciones de afloramiento (Alonso y Mas, 1982), mientras que, en la dirección del Sistema Central, se aprecia un incremento de espesor, número de cuerpos litológicos, carácter marino y contenido paleontológico en dirección hacia la Cordillera Ibérica (Alonso, 1981, Gil y García, 1996). Las unidades estratigráficas que se reconocen en los afloramientos del Sistema Central son equiparables a las formaciones que se han definido para la Cordillera Ibérica (Alonso *et al.*, 1982 y Vilas *et al.*, 1982). La secuencia de materiales refleja los dos grandes ciclos sedimentarios del Cretácico Superior, que ya fueron definidos en la Meseta Castellana y la Cordillera Ibérica (Alonso, 1981, Alonso *et al.*, 1982). El primer ciclo (Cenomaniense-Turonense) comienza con facies arenosas de origen fluvial, de edad Cenomaniense (equivalentes a la “Formación Arenas de Utrillas”), a la que le sigue una breve serie carbonatada marina, que delata una transgresión brusca y poco extensiva. El segundo ciclo (Senoniense) es más gradual y extensivo, y comienza de nuevo con facies fluviales (“Formación Arenas y Arcillas de Segovia”, Coniaciense). Tras la amplia serie carbonatada, con profusión de calizas y dolomías, la transgresión culmina en el Maastrichtiense, con facies continentales lacustres que dan paso al terciario. En la figura 3.4 se presenta la distribución de estos materiales en el Sistema Central, pudiéndose apreciar cómo se distribuyen a lo largo de los límites con la Cordillera Ibérica y las dos Cuencas Terciarias (Duero y Tajo). En este último caso, se advierte cómo en el borde sur aflora de forma mucho más lineal que en el norte, en el que, incluso, enlaza con los macizos de Nieva y Honrubia, adelantados dentro de la Cuenca del Duero. Asimismo, presentan materiales cretácicos algunas de las depresiones interiores, fundamentalmente las de Lozoya y Guadalix, aunque también aparecen, ya en el extremo occidental de la extensión de los mismos, en las depresiones de El Espinar y Campo Azávaro.

Figura 3.4:
Distribución de los
afloramientos
cretácicos en el
Sistema Central
Español.



3.2.4 SERIE TERCIARIA.

Sistema Central.

Dentro del ámbito del Sistema Central, los materiales terciarios aparecen rellenando las depresiones interiores (Amblés, Campo Azálar y Lozoya), que además, se han correlacionado con los rellenos terciarios de las Cuencas del Duero y el Tajo (Garzón *et al.*, 1981, Portero y Aznar, 1984, Martín Serrano *et al.*, 1996). En cuanto a los bordes del Sistema Central, conviene destacar la presencia de unidades de edad paleógena que, en algún caso, presentan continuidad estratigráfica con las series cretácicas, y suelen estar, como éstas, plegadas. En el borde norte, estas series paleógenas detríticas afloran en la zona de Salamanca-Ávila, en el extremo occidental de nuestra zona de estudio (Jiménez *et al.*, 1984), donde son discordantes sobre el zócalo del Macizo Ibérico, y en la zona de Segovia, donde se apoyan discordantes sobre el Cretácico terminal (Del Olmo y Martínez Salanova, 1989, Fernández García *et al.*, 1989). En el borde sur, la serie paleógena es concordante con el Cretácico terminal. De hecho, la unidad basal de la serie (brechas del Pontón de la Oliva) ha sido datada como cretácico terminal, siendo paraconforme con el cretácico marino, a través de una superficie paleokarstificada muy característica (Portero y Aznar, 1984, Portero y Olivé, 1984). A esta unidad le sigue otra, lutítica y con yesos, de edad Paleoceno-Eoceno, y otra, terrígeno-carbonatada, que abarca hasta el final del Oligoceno.

Cuenca del Duero

Debido a su gran tamaño, y a la heterogeneidad de las facies que presenta, es muy difícil establecer una secuencia litoestratigráfica para todo el relleno terciario de la Cuenca del Duero. El trabajo pionero, en este sentido es el de Hernández Pacheco (1915), que establece tres tramos para el neógeno del centro de la Cuenca: “Arcillas de la Tierra de Campos”, que se encuentra en las zonas más bajas de escaso relieve, “Margas yesíferas”, en las cuestas del relieve castellano y “Caliza de los Páramos”, que forma un relieve de cerros aislados y extensas altiplanicies (Páramos). Posteriormente, diversos trabajos se han aproximado al registro sedimentario terciario de la Cuenca, sobre todo de forma regional, siendo bastante complejo establecer una síntesis general. En Santisteban *et al.* (1996) y SIEMCALSA (1997) se pueden encontrar intentos de resumir y correlacionar toda esta información. El primero de estos trabajos propone la división de todo el ciclo sedimentario terciario en tres Complejos Tectosedimentarios, compuestos, a su vez, de diferentes Unidades Tectosedimentarias (UTS), que se corresponderían con diferentes etapas de la evolución de la Cuenca. De este modo, el primer Complejo, desde el Cretácico Superior al Paleógeno, sería preorogénico, y asociado a los bordes de la cuenca, con poca continuidad lateral; el segundo complejo, Eoceno a Oligoceno, sería sinorogénico, principalmente siliciclástico, aunque en zonas como la cuenca de Almazán hay grandes espesores de carbonatos; el último complejo, desde el Mioceno, es postorogénico y está representado principalmente en la parte central de la Cuenca, en la que aparecen, con gran desarrollo las series lacustres culminantes. Los depósitos de *rañas*, de origen aluvial o fluvial, que aparecen culminando toda esta serie sedimentaria, sobre todo en sus bordes, han sido objeto de polémica científica, en torno a si tienen o no un significado cronológico correlacionable (Martín-Serrano, 1988; Martín-Serrano, 1991).

Cuenca del Tajo.

El relleno sedimentario terciario de la Cuenca del Tajo se inicia con los materiales paleógenos, de los que ya se ha hablado en relación con los bordes del Sistema Central. La serie neógena se dispone de forma discordante sobre ellos, o sobre el cretácico, en los bordes de la cuenca, pero en el centro el contacto es paraconforme (Racero, 1988, Querol, 1989). Los estudios más recientes (Junco y Calvo, 1984; Calvo *et al.*, 1990; Calvo *et al.*, 1996) han establecido tres Unidades Tectosedimentarias para el Neógeno de la Cuenca:

Unidad Inferior. Discordante sobre el paleógeno, o, en ocasiones (Sierra de Altomira) formando junto con él discordancias progresivas. Consiste en sistemas de abanicos aluviales asociados a los bordes de la cuenca, cuya composición litológica varía de acuerdo con la naturaleza de cada borde, que, hacia la parte central pasan a facies evaporíticas lacustres. Su edad alcanza el Aragoniense medio.

Unidad Intermedia. Tras una ruptura sedimentaria comienza la segunda unidad, caracterizada por la presencia de carbonatos y la mayor progradación de las facies terrígenas de los abanicos aluviales hacia el centro de la cuenca, mientras que las facies lacustres centrales presentan un carácter endorreico, y se desplazan hacia el este, sobreponiéndose a los recién creados relieves de la Sierra de Altomira. La sedimentación de esta unidad se extiende hasta el Vallesiense inferior.

Unidad Superior. El comienzo de esta unidad está marcado por la instalación de la “red fluvial intramiocena” definida por Capote y Carro (1968), sobrepuesta en discordancia erosiva sobre la unidad anterior, que aparece frecuentemente karstificada, y con direcciones de aporte aproximadamente Norte-Sur. Está compuesta por sedimentos fluviales de diferentes tipos: conglomerados, areniscas, fangos arenosos, arcillas y margas. Por encima de estos se sitúa un tramo de carbonatos lacustres y palustres, correspondiente a la “Caliza de los Páramos”. Esta denominación ha sido a menudo aplicada, de forma errónea, a otros tramos carbonatados de la unidad intermedia, lo que ha inducido frecuentemente a confusión. En esta etapa, los sedimentos lacustres del centro de la cuenca se expanden hacia los bordes del Sistema Central, haciendo retroceder las facies puramente detríticas que caracterizaban estos bordes en las unidades inferiores. La edad de esta Unidad abarca hasta el Turoliense.

Por encima de toda esta serie miocena, y sobre una discordancia erosiva, se deposita el Plioceno, con facies detríticas arcillosas, arenosas y conglomeráticas, frecuentemente afectadas por karstificación y encostramientos. El paso al Pleistoceno se corresponde con el encajamiento fluvial.

3.2.5 ROCAS PLUTÓNICAS.

A partir del límite del Sector Oriental con el Sector Central (Zona de Cizalla de Somosierra), las rocas plutónicas comienzan a ser la litología dominante en el Sistema Central, primero junto con las rocas metamórficas de alto grado preordovícicas (Sector Central), y después predominando ampliamente sobre ellas (Sector Occidental). La mayoría de los tipos presentes representan una serie de tipo calcoalcalino compuesta, en la que predominan los tipos graníticos sobre los básicos, que están también presentes, aunque con menor representación volumétrica (Fúster y Villaseca, 1987). Su origen se ha interpretado

como ligado a la orogenia Hercínica, en una corteza engrosada por la colisión continental, con aportaciones del manto. Los tipos graníticos presentes son leucogranitos, granitos biotíticos, granodioritas biotíticas y anfibólicas, y cuarzdioritas y tonalitas (Ugidos, 1990). Desde el punto de vista genético, se distingue la presencia de pequeños cuerpos de granitoides anatéticos sinorogénicos, de carácter aluminico, ligados a las áreas migmatíticas del Sistema Central, sobre todo en el Sector Occidental. Son cuerpos laminares, subconcordantes con la foliación metamórfica cuyo origen está ligado al carácter colisional de la orogenia hercínica. El resto de los tipos graníticos (la mayor parte de los granitos del Sistema Central), corresponden a la citada serie calcoalcalina, sin- o tardiorogénica, que evoluciona temporalmente desde plutones básicos de origen mantélico hasta granitoides muy diferenciados y peraluminicos, de origen claramente cortical (Aparicio *et al.*, 1975, Fúster y Villaseca, 1987), siendo éste, en general, el orden de emplazamiento de los distintos tipos. Las dataciones radiométricas llevadas a cabo en el Sistema Central (Ibarrola *et al.*, 1987, Villaseca *et al.*, 1995) arrojan edades comprendidas entre 345 Ma (Carbonífero inferior) y 275 Ma (Pérmico inferior).

Posteriormente al emplazamiento de los plutones graníticos, y asociada a las últimas etapas extensivas tardihercínicas, tiene lugar la inyección de diques (pórfidos adamellíticos y leucograníticos, microdioritas y lamprófidos), así como diques de cuarzo, más tardíos (unos 100 Ma) y relacionados ya con la tectónica alpina (Huertas 1986, Capote *et al.*, 1987, Caballero *et al.* 1992).

3.2.6 MAPA GEOLÓGICO

Como resumen de todas estas unidades geológicas, se ha elaborado un resumen cartográfico que abarca toda la zona estudiada, a partir de cartografía existente, y que pueda también ser utilizado en el posterior análisis, en combinación con los Modelos Digitales del Terreno. Para ello, el mapa se ha elaborado en un Sistema de Información Geográfica, de forma que se facilite la labor de reclasificación y superposición. Los detalles técnicos, de la metodología de fabricación del mapa, así como la procedencia de la información utilizada, se recogen en el apartado 5. Como ilustración de la descripción litológica, se incluye aquí la cartografía geológica, que incluye una cartografía estructural esquemática, que recoge las principales fallas de la zona (figura 3.5).

3.3 ESTRUCTURA.

Aunque la principal estructuración de los materiales del Sistema Central corresponde a la Orogenia Hercínica, y el relieve actual de la cordillera es resultado de los movimientos alpinos, es necesario mencionar, con mayor o menor detalle, otras etapas de deformación, como las prehercínicas, que tienen una gran influencia en la comprensión de la serie litoestratigráfica que se acaba de describir, las tardihercínicas, que condicionan todas las deformaciones posteriores, y las deformaciones neotectónicas más recientes, con gran influencia en la morfología actual del relieve.

- CUATERNARIO
- PLIOCENO
- MIOCENO SUPERIOR
- MIOCENO INFERIOR - MEDIO
- PALEÓGENO
- CRETÁCICO SUP 2
- CRETÁCICO SUP 1
- CRETÁCICO INF. 2 (F. Utrillas)
- CRETÁCICO INF. 1 (F. Weald)
- JURÁSICO MEDIO
- JURÁSICO INFERIOR
- TRIÁSICO SUP. (F. Keuper)
- TRIÁSICO MED. (F. Muschelkalk)
- TRIÁSICO INF. (F. Buntsandstein)
- PÉRMICO
- SILÚRICO
- ORDOVÍCIO SUPERIOR
- ORDOVÍCIO INFERIOR
- CÁMBRICO-ORDOVÍCIO
- CÁMBRICO-PRECÁMBRICO
- PREORDOVÍCIO (GNEIS)
- ORTOGNEIS
- GRANITOIDES
- ROCAS VOLCÁNICAS
- ROCAS BÁSICAS

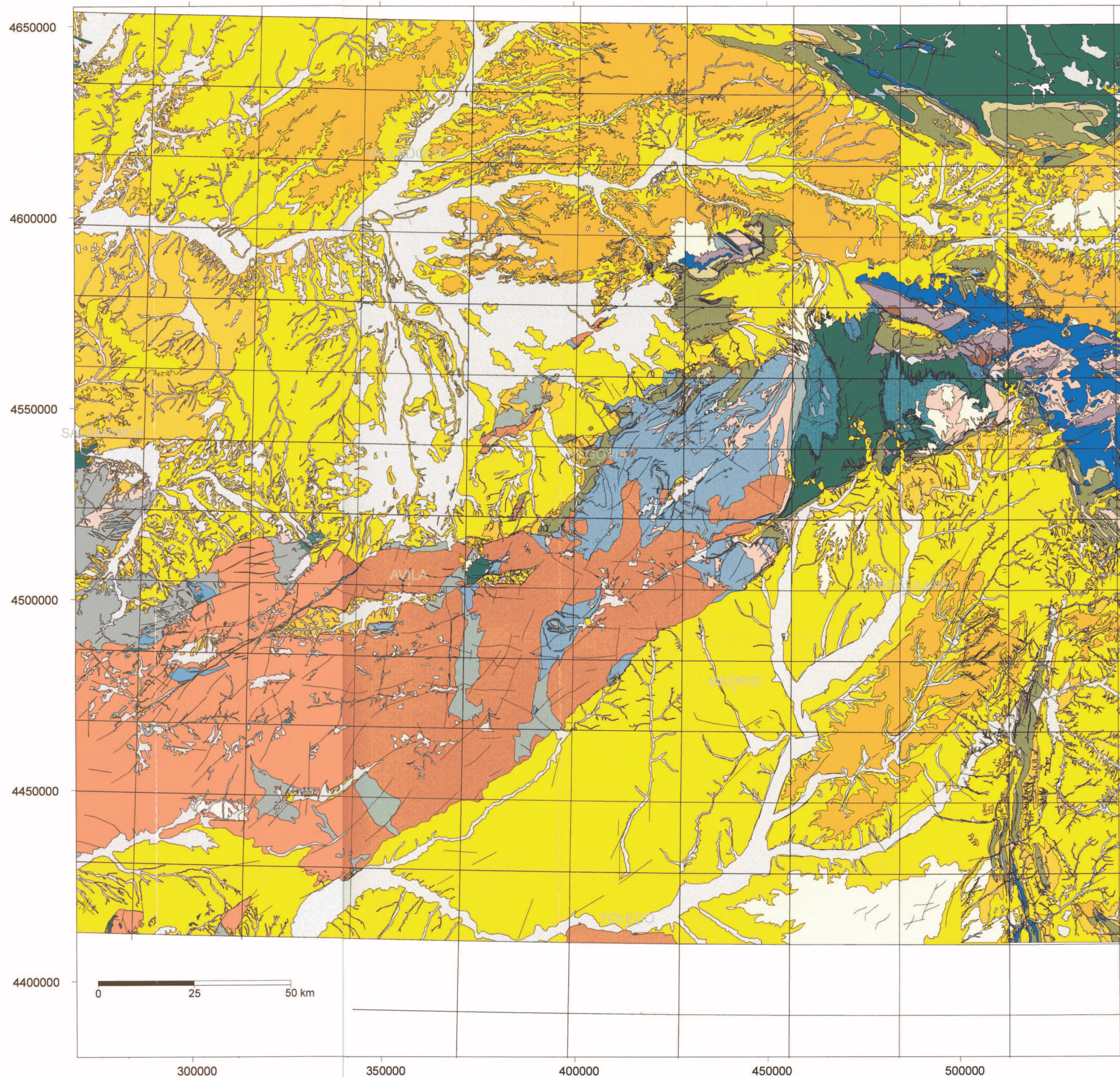


Figura 3.5: Mapa Geológico de la zona de estudio. La retícula superpuesta al mapa representa la distribución de las hojas topográficas escala 1:50.000 del IGN. El mapa está representado en proyección UTM, con coordenadas correspondientes al Huso 30.

3.3.1 DEFORMACIONES PREHERCÍNICAS

Como se ha comentado al describir la serie preordovícica, se ha distinguido frecuentemente la presencia de unas series inferiores, separadas por discordancia de las suprayacentes, que en el Sector Central del Sistema Central sería el Gneis “Morcuera”, y en el Oriental, la “Formación Hiendelaencina”. Ambas podrían constituir un primitivo zócalo granítico sobre el que se habrían depositado los materiales posteriores, actualmente paragneises (Capote, 1973; Fernández Casals, 1974; González Lodeiro, 1981). Este último autor ha equiparado esta discordancia con la asintica, de edad Cámbrico Inferior, que aparece al norte del Macizo Ibérico. No se han identificado estructuras penetrativas asociadas con esta discordancia.

En cuanto a la discordancia sárdica, sobre la que se depositan los materiales ordovícicos, se ha detectado en estos la presencia de conglomerados basales con clastos procedentes de los gneises infrayacentes. Tampoco se han identificado estructuras penetrativas ni metamorfismo, pero el hecho de que el Ordovícico se apoye sobre diferentes sustratos podría implicar la existencia de movimientos verticales acompañados de plegamiento y erosión (Capote, 1983).

3.3.2 DEFORMACIONES HERCÍNICAS

La orogenia hercínica afectó a esta zona del Macizo Ibérico por medio de varias fases de deformación que originó una superposición de macroestructuras y microestructuras que le dan una considerable complejidad. A estas deformaciones hay que sumar el metamorfismo asociado, que en diferentes grados, afectó a todos los materiales. En general, se pueden reconocer tres fases compresivas principales, a las que siguen otras etapas menores.

La primera fase (D_1) da lugar a las principales deformaciones, y a la esquistosidad S_1 , que aparece en todo el Sistema Central, con diferente morfología dependiendo de la litología y el grado metamórfico, pasando de una esquistosidad de fractura muy espaciada en el Sector Oriental (González Lodeiro, 1981) a una esquistosidad de flujo o una foliación, hacia el Oeste. También origina pliegues menores, de diferentes tamaños, así como una alineación de estiramiento paralela a los ejes de pliegue. La dirección de las estructuras es entre NW-SE y NNW-SSE, con vergencia al NE o al Este.

La segunda fase (D_2) mantiene las mismas direcciones de la anterior, pero se caracteriza por la creación de grandes zonas de cizalla dúctil, dando lugar a una tectónica de imbricaciones y cabalgamientos. La esquistosidad que produce (S_2), en muchas ocasiones reorienta o incluso enmascara o borra a S_1 .

La tercera fase (D_3) es retrovergente con respecto a las anteriores (hacia el Oeste), y modifica en gran parte su macroestructura. Las microestructuras que origina son, sin embargo, mucho menos importantes: la S_3 es una esquistosidad de crenulación, muy espaciada, que deforma a las anteriores. Los micropliegues son angulares y asimétricos y, aunque suelen ser subparalelos a los de fases anteriores, localmente pueden formar ángulos de hasta 40° .

La macroestructura hercínica es más fácil de identificar en los sectores Occidental y Oriental (donde la intensidad de metamorfismo es menor, y las formaciones cuarcíticas

ordovícicas y silúricas ayudan a dibujar la estructura) que en el Sector Central (Capote, 1983; ver figura 3.3). El Sector Oriental está dominada por pliegues de primera fase, redeformados por pliegues retrovergentes de tercera fase, que dan lugar a la actual estructura del Domo de Hiendelaencina (Soers, 1972; González Lodeiro, 1981). El límite de este sector con el Central lo constituye la zona de Cizalla de Somosierra-Honrubia, que es una de la cizallas dúctiles de la segunda fase, originalmente vergente hacia el Este, cuyo plano fue verticalizado (y localmente, invertido) por la tercera fase (González Casado, 1986). En el Sector Central, los pliegues de primera fase y los cabalgamientos de segunda fase son afectados por la tercera fase, originando estructuras de interferencia. El cabalgamiento de Santa María de la Alameda, con vergencia hacia el Noreste, es de segunda fase, y está posteriormente deformado, dando lugar a la estructura dómica de El Escorial. En el Sector Occidental, por último, se reconocen pliegues de primera fase vergentes al Norte y cabalgamientos de segunda fase, suavemente deformados por los pliegues de tercera fase. Como se puede apreciar en la figura 3.3, las principales zonas de cizalla dúctil se asocian a los límites entre los sectores, que quedarían estructurados como un apilamiento de láminas cabalgantes, de Suroeste a Noreste.

Tras estas fases compresivas, se sitúa una etapa deformativa, muy tardía, que en ocasiones se ha identificado como una posible cuarta fase hercínica (D₄), que origina pliegues radiales de gran longitud de onda, de dirección transversal a los anteriores, que producen estructuras en domos y cubetas (Capote, 1985; González Casado, 1987b), localmente con crenulaciones y pliegues menores de tipo “kink”. Posteriormente a esta última deformación compresiva, el Sistema Central sufre una dilatada etapa extensional, de dirección Norte-Sur (localmente Este-Oeste) que produce el levantamiento de las zonas más internas (alto grado metamórfico) con respecto a las mas externas, originando una estructura de tipo *core complex*. Esta fase se asocia al emplazamiento de los granitoides hercínicos del Sistema Central (Casquet *et al.*, 1988). Las macroestructuras originadas son grandes “detachments” extensionales, normalmente asociados a los límites entre diferentes dominios metamórficos. Entre estas estructuras destaca la de Berzosa, con el flanco hundido hacia el Este, que representa una reactivación, con carácter extensional, de la estructura dúctil creada en las etapas compresivas anteriores (González Casado, 1986). Estas estructuras presentan fábricas que evolucionan del campo dúctil al frágil, y tienen asociados procesos metamórficos e hidrotermales.

3.3.3 DEFORMACIONES TARDIHERCÍNICAS

Tras la etapas de deformación anteriormente descritas, la Placa Ibérica sufrió una importante etapa de fracturación, denominada ya por Parga (1969) como “tectónica tardihercínica” por estar ligada a algunos acontecimientos finales del ciclo anterior, como el emplazamiento de los granitoides. Sin embargo, aquí la diferenciamos en un capítulo separado, debido a la gran influencia que esta fracturación tendrá, tanto desde el punto de vista sedimentario como del estructural, en el subsiguiente ciclo alpino (Capote, 1984a). Sin embargo, recientemente se ha establecido la interconexión entre esta etapa y la etapa extensional anterior (Capote *et al.*, 1987; Casquet *et al.*, 1988): la extensión uniaxial que produce los “detachment” extensionales daría paso a una primera etapa de tectónica de desgarre (denominada “etapa Malagón”), que evoluciona a una distensión radial (“etapa Hiendelaencina”). Para Arthaud y Matte (1975), este régimen de desgarre es consecuencia de la rotación dextral de la Placa Ibérica entre las placas Africana y Euroamericana. El resultado de esta fracturación tardihercínica es una red de grandes desgarres que cruzan toda la Placa Ibérica, y que condicionarán la sedimentación de los materiales del ciclo alpino en

el Sistema Central, comenzando por los pérmicos (después de una amplia etapa postorogénica, sin sedimentación, durante todo el Carbonífero) que, como ya se ha dicho, se sedimentan en pequeñas cuencas limitadas por los desgarres correspondientes a esta etapa, con los que también se relaciona el volcanismo contemporáneo. Las principales direcciones de estas fracturas, en general con movimiento de desgarre, son NE-SO, NO-SE y E-O. La primera de ellas es una de las más importantes de la Península, y también del Sistema Central, puesto que la mayoría de las fracturas que definen la estructuración alpina y actual de la cadena, son reactivaciones de desgarres tardihercínicos de esta dirección (fallas de los bordes del Sistema Central, límites de las depresiones interiores, etc.) y de la familia conjugada NO-SE.

3.3.4 DEFORMACIONES ALPINAS

La orogenia alpina modificó la estructura del Macizo Ibérico, aprovechando en gran medida las discontinuidades originadas durante la etapa de desgarre tardihercínica, siendo el resultado más singular la estructuración del Sistema Central, que constituye, como se ha indicado repetidamente, un bloque elevado de materiales hercínicos, en el que quedan implicados los materiales mesozoicos, flanqueado por cuencas sedimentarias neógenas. El desarrollo y evolución de estas deformaciones alpinas sobre los materiales hercínicos es un tema que ha despertado mucho interés científico en los últimos años, lo cual ha dado como fruto la formulación de diferentes modelos que intentan explicar estas deformaciones, y encuadrarlas en el contexto de la Placa Ibérica y el cinturón Alpino Europeo (se puede encontrar un resumen en Ubanell, 1994). Ya desde las primeras descripciones geológicas del Sistema Central, había llamado la atención su estructura en bloques, limitados por fallas, algunas de las cuales ya fueron identificadas como fallas inversas (Biot y Solé Sabarís, 1954). La estructuración alpina de la cadena se puede advertir, fundamentalmente, en relación con los materiales mesozoicos que la recubren, sobre todo del Cretácico. Sin embargo, como ya se ha indicado al referirse a la litoestratigrafía, estos materiales afloran de forma muy limitada, en relación con las fallas del borde sur, o con las que limitan las depresiones interiores, o, de forma algo más extensa, en el borde norte, tanto junto al cuerpo principal de la Sierra, como asociado a los macizos adelantados en el interior de la Cuenca del Duero (Honrubia y Santa María de Nieva). Además, la presencia de estos materiales marcadores de la deformación alpina se limita a los sectores Oriental y Central, estando ausentes del Occidental (Gredos). Por otra parte, el estudio de la sedimentación miocena de la Cuenca del Tajo, en relación con la estructuración alpina de la Sierra de Altomira, el Sistema Central y la Cordillera Ibérica, ha arrojado bastante luz sobre la cronología de estos acontecimientos deformativos.

El primer modelo que supone un régimen compresivo es el de Biot y Solé Sabarís (1954), que propone una etapa compresiva, con formación de bloques limitados por fallas inversas. Posteriormente, en una etapa distensiva, se produciría compensación isostática, con elevación de los relieves actuales sobre las cuencas adyacentes. Posteriormente, otro modelo estableció la presencia de una megaestructura elevada en la dirección del Sistema Central, la “Bóveda Castellano-extremeña” (Alía, 1976 y 1978; Alía *et al.*, 1980), deducida por el estudio de lineaciones. La “Banda estructural de Toledo” (Alía, 1972), de dirección Este-Oeste, separaría una zona meridional, hundida posteriormente, de la septentrional, que permanecería elevada (el Sistema Central). De esta forma, el Sistema Central quedaría como un bloque elevado, por hundimiento de los flancos durante el Paleógeno, lo que da lugar, durante el inicio de la sedimentación en las cuencas, a la formación de abanicos aluviales. Las depresiones interiores del Sistema Central se forman también en este

momento, por hundimiento de la “dovela” central de la bóveda. Portero y Aznar (1984) completan el modelo, definiendo el Sistema Central como un bloque elevado (*rhomb horst*) delimitado por las fallas de los bordes Sur y Norte, reactivadas a partir de los desgarres tardihercínicos, y por la “Banda estructural de Toledo” y la falla de Ayllón. La compresión miocena, a través de las etapas definidas por Capote *et al.* (1982b) para la Cordillera Ibérica (Castellana, Neocastellana e Intraaragonesa) serían las que reactivarían estas fracturas previas, que tendrían diferentes comportamientos, dependiendo de su orientación con respecto a las diferentes direcciones de acortamiento. Algunas de las depresiones interiores, como el Valle de Amblés, representarían pequeñas cuencas *pull apart*, limitadas por fracturas tardihercínicas, o *rhomb graben* en el interior del gran bloque elevado principal.

Posteriormente, los relieves del Sistema Central han sido explicados mediante un modelo de “deformación distribuida”, con rotación de bloques corticales originados en una etapa de deformación por cizalla simple, causada por el desplazamiento sinistral de la Placa Ibérica con respecto a la Europea, que dio lugar a la apertura del Golfo de Vizcaya, en el Cretácico Superior (Vegas *et al.*, 1986 y 1990). Según este modelo, los límites Norte y Sur del actual Sistema Central corresponderían a los límites de una banda de cizalla dextral, que podría tener su origen en un borde de placa transformante, y que aprovecharía la fracturación hercínica y tardihercínica. En el interior de esta banda de cizalla se produciría rotación dextral de pequeños bloques de corteza, dando lugar a la actual geometría de las depresiones interiores (fundamentalmente, el valle de Amblés). Una etapa posterior, miocena, de deformación por cizalla pura, causada por la compresión de la Placa Ibérica entre la Europea y la Africana (formación de Béticas y Pirineos) produciría, en esta zona, engrosamiento de la corteza inferior y levantamiento diferencial de la corteza superior, a favor de las fracturas, reactivadas ahora como fallas inversas. Este modelo se apoya en la confirmación del engrosamiento cortical por medio de perfiles sísmicos.

En 1989 se introduce el primer modelo que propone una tectónica de “piel fina” para el Sistema Central, cuya deformación alpina estaría relacionada con un despegue intracortical que provoca el levantamiento de una estructura en *pop up* (Warburton y Alvarez, 1989). Este modelo se basa exclusivamente en trabajo cartográfico, mediante la construcción de un corte compensado a través del sector central de la cordillera, donde las deformaciones alpinas están marcadas, gracias a la presencia de materiales mesozoicos. Basándose en este corte, se propone un acortamiento total, para esta zona, de 35 kilómetros, suponiendo la existencia de niveles de despegue de la cobertera mesozoica sobre el zócalo. En la prolongación occidental del Sistema Central, dentro de Portugal, Ribeiro *et al.* (1990) proponen la existencia de despegues de basamento y cobertera, a partir de un despegue principal a la altura del Moho.

Partiendo de todos estos modelos, y apoyándose en el análisis estadístico de datos de poblaciones de fallas en la zona oriental (De Vicente, 1988; Capote *et al.*, 1990), se reelabora el modelo del *pop up* cortical, proponiendo varios niveles de despegue dentro de los materiales del zócalo, a favor de las discontinuidades previas, con comportamiento pasivo de los materiales mesozoicos, dando lugar a cabalgamientos y fallas inversas, generalmente de dirección N60E, compensados lateralmente por fallas en dirección, aprovechando todas estas estructuras las discontinuidades previas de origen hercínico y tardihercínico (De Vicente *et al.*, 1992, 1994 y 1996b). La macroestructura general consistiría en un *pop up* de escala cortical limitado por dos fallas inversas, con vergencias contrarias: la falla del borde Norte cabargaría hacia el Noroeste, y consistiría en el más adelantado de una sucesión de cabalgamientos imbricados, aflorando a la altura de los

macizos de Honrubia y Sta. M^a de Nieva, ya dentro de la Cuenca del Duero; la falla del borde Sur tiene vergencia hacia el Sureste, actuando como retrocabalgamiento, y es el clásico contacto mecánico entre los materiales hercínicos del Sistema Central y el relleno terciario de la Cuenca del Tajo. Entre estos dos límites, el basamento hercínico está afectado por las estructuras alpinas, sin apreciarse despegues significativos con respecto a la cobertera mesozoica.

La heterogeneidad en la distribución de los diferentes tipos de materiales hercínicos en el Sistema Central, y el diferente comportamiento de éstos ante las deformaciones alpinas, provoca que se produzcan diferentes estilos de deformación. Así, la reactivación de estructuras internas en materiales metamórficos (fallas, estratificación y esquistosidad) produce pliegues y cabalgamientos cuando éstas discontinuidades son de bajo ángulo, y desgarres cuando tienen buzamientos altos. Este estilo de deformación se produce, sobre todo, en la parte norte y oriental del Sistema Central, donde la estructura está formada por cabalgamientos imbricados de bajo ángulo, vergentes hacia el norte que pueden o no afectar a la cobertera, dando lugar a pliegues de propagación de falla (De Vicente *et al.*, 1992; Babín y Gómez, 1997 y 1998; Gómez y Babín, 1996 y 1998). En alguno de los tramos del retrocabalgamiento del Borde Sur, donde la naturaleza del basamento lo permite, los cabalgamientos pueden adoptar un estilo similar a los de la parte septentrional (zona de Tamajón: Sánchez Serrano, 1991; Sánchez Serrano *et al.*, 1993a y 1993b). Por el contrario, en la parte occidental, donde dominan los materiales ígneos y metamórficos de alto grado, la deformación se acomoda con reactivación de las grandes fallas tardihercínicas, como fallas inversas con un gran salto vertical, generando estructuras simétricas en *pop up* y *pop down*. La estructura en cabalgamientos imbricados de la zona septentrional implicaría la presencia de un despegue basal a poca profundidad (4 o 5 km), mientras que hacia el sur la deformación se compensaría con engrosamiento cortical. En cuanto a los desgarres, en el límite oriental del Sistema Central (Cordillera Ibérica) predomina el movimiento dextral, así como en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (falla de Somolinos y asociadas), a través de diversas estructuras direccionales transpresivas y transtensivas. En el resto del Sistema Central, sin embargo, predomina el movimiento sinistral, destacando las estructuras de Somosierra-Jarama, Herradón-Casillas y Plasencia-Jerte. La mayoría de las depresiones interiores aparecen asociadas al movimiento de estas fallas direccionales. El acortamiento total calculado, debido a estos cabalgamientos y desgarres, sería de un 22%, y el análisis poblacional de fallas explica el movimiento de todas estas estructuras con una dirección de acortamiento según N150E en la parte oriental, y Norte-Sur en la parte occidental (De Vicente *et al.*, 1996b).

El estudio del relleno sedimentario de la Cuenca del Tajo que, como ya se ha indicado, está íntimamente relacionado con la evolución de la deformación de sus bordes, junto con el estudio microestructural, ha permitido establecer una sucesión de etapas tectono-sedimentarias para el conjunto del Terciario, hasta la actualidad, que supone el establecimiento de la cronología de las deformaciones de la Cordillera Ibérica, la Sierra de Altomira y el Sistema Central (Capote *et al.*, 1990; De Vicente *et al.*, 1990; Calvo *et al.*, 1991; De Vicente *et al.*, 1992; De Vicente *et al.*, 1994; De Vicente *et al.*, 1996a; De Vicente *et al.*, 1997). La evolución tectosedimentaria tendría una primera etapa, desde el Oligoceno Superior al Mioceno inferior (figura 3.6A), en la que el borde del Sistema Central sería poco activo, mientras que, en el borde Nororiental de la cuenca comenzaría el emplazamiento de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. Posteriormente, durante el Mioceno Medio (figura 3.6B), la sedimentación de la Unidad Intermedia se asocia con la actividad del borde Sur del Sistema Central, mientras que el borde de la Sierra de Altomira aparece inactivo.

Por último, en el Mioceno Superior (figura 3.6C), el régimen se convierte en extensivo y la cuenca pasa a ser exorreica. Se forman fallas direccionales y normal-direccionales, que, en el Cuaternario ya son claramente normales. El cuadro de la figura 3.6D recoge un resumen de las etapas alpinas de deformación establecidas a partir de estos datos (Capote *et al.*, 1990; Calvo *et al.*, 1991; De Vicente *et al.*, 1992; De Vicente *et al.*, 1994; González Casado *et al.*, 1996; De Vicente *et al.*, 1996b, etc.) que se pueden resumir en:

Etapas Ibérica. Compresiva, de dirección N60E, localizada en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, desde el Eoceno al Mioceno Inferior.

Etapas Altomira. Etapa intermedia, en la que se superponen los efectos de la anterior y la siguiente. Produce el emplazamiento, en el interior de la Cuenca del Tajo, del cinturón de cabalgamientos de la Sierra de Altomira, como resultado de un tensor de esfuerzos compresivo, de direcciones entre N70E y N124E (Muñoz Martín *et al.*, 1994, Muñoz Martín y De Vicente, 1996, 1998a y 1998b). Su funcionamiento abarca desde el Oligoceno Superior al Mioceno Inferior.

Etapas Guadarrama. Es la que produce la mayor parte de las deformaciones alpinas en el centro de la península. Fundamentalmente, se manifiesta en el Sistema Central, con las estructuras compresivas ya descritas, resultado de la acción de un tensor compresivo de dirección N150E.

Etapas reciente. A partir del Mioceno Superior comienza en toda la península una etapa extensiva, relacionada con la apertura del Golfo de Valencia.

3.3.5. DEFORMACIONES RECIENTES (NEOTECTÓNICA)

El estudio de las deformaciones más recientes de esta zona se ha centrado, principalmente, en la Cuenca del Tajo, donde, desde antiguo, se han identificado una serie de estructuras, cuyo origen, tectónico o atectónico, ha sido, durante mucho tiempo, muy discutido. Son muy frecuentes, en esta zona, los fenómenos de origen halocinético y los deslizamientos gravitacionales de grandes masas de materiales, que producen estructuras de aspecto espectacular. Sin embargo, otras estructuras se deben interpretar indudablemente como de origen tectónico, y como tales han sido estudiadas por diferentes autores (Capote y Carro, 1968; Martín Escorza, 1976a, 1980 y 1984; Capote y Fernández Casals, 1978; Vadour, 1979; Giner, 1996; Giner *et al.*, 1996, y otros), partiendo de la base de que estas deformaciones son consecuencia de reajustes o pequeños movimientos a favor de estructuras preexistentes en el basamento. Estos estudios de la tectónica reciente han utilizado el análisis estructural de forma muy detallada, identificando estructuras cuyo carácter regional les da un origen puramente tectónico, como ocurre con los contornos estructurales de la base de la “Caliza de los Páramos” en la zona cercana al páramo del Tajuña. También se ha estudiado la disposición de las lineaciones estructurales identificadas a partir de imágenes de satélite en la cuenca del Tajo.

El trabajo de Giner (1996) utiliza de forma exhaustiva las metodologías de análisis poblacional de la fracturación y análisis sismológico, identificando y describiendo un estado de esfuerzos constante desde finales del mioceno hasta la actualidad, cuya actuación se ha visto condicionada por la presencia de estructuras previas, como una flexura en el basamento, en el centro de la cuenca, y de dirección paralela a la del Sistema Central. El campo de esfuerzos regional, que es el mismo que afecta a Europa Occidental, resultado del

acercamiento de las placas Euroasiática y Africana, se desdoblaría, como consecuencia de la presencia de esta flexura, en un campo secundario, de carácter local, y de dirección de acortamiento ortogonal, que funcionaría de forma simultánea al anterior, desde el mioceno superior.

Dentro de este marco tectónico, la formación de las estructuras del Sistema Central y de las cuencas adyacentes se produce fundamentalmente bajo un tensor de esfuerzos de dirección de compresión N150E, que da lugar a estructuras de dirección N40E a E-O, representadas por pliegues y fallas inversas que delimitan *horsts* y *graben* inversos, y fallas con importante movimiento direccional, de orientación N-S.

Estas estructuras configuran el relieve morfotectónico sobre el que actúan los procesos del modelado. El análisis de la topografía que se va a realizar a lo largo de este trabajo intentará resaltar las estructuras tectónicas que, a escala regional, siguen condicionando la configuración actual del relieve.

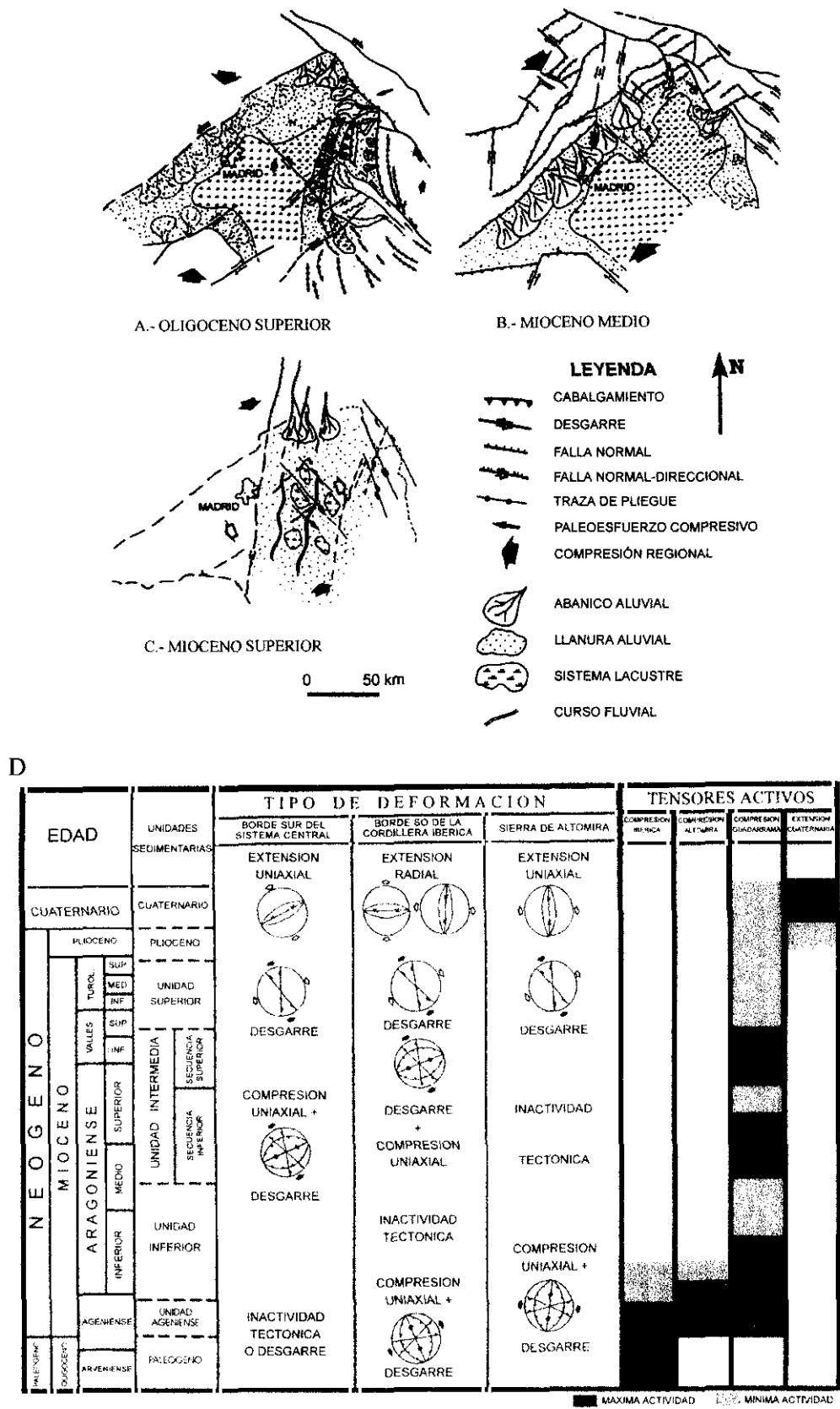
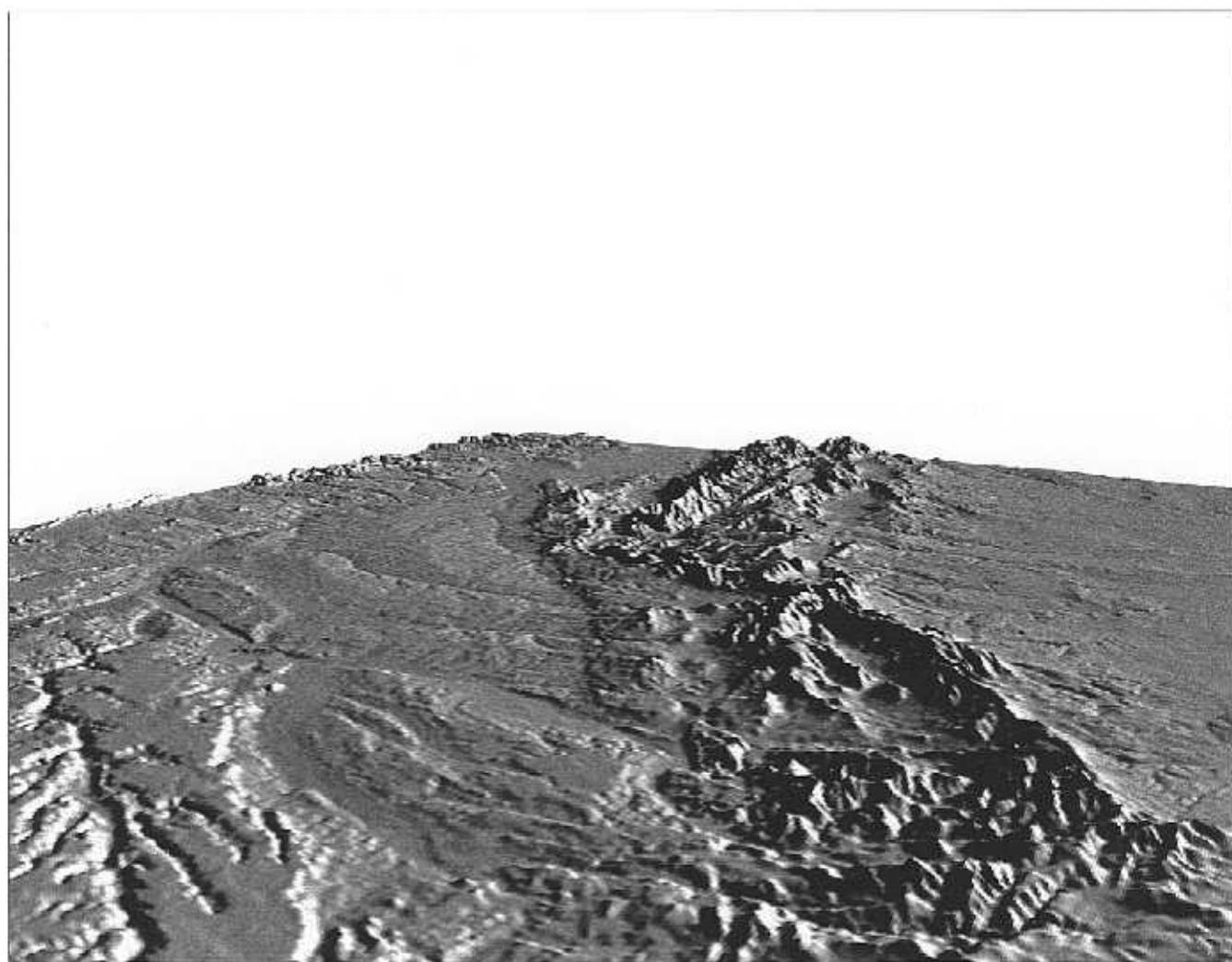


Figura 3.6: A, B y C: evolución a lo largo del Neógeno de las relaciones tectónica-sedimentación en la Cuenca del Tajo. Modificado de De Vicente et al. (1996a). D: Evolución de la deformación en los bordes de la Cuenca del Tajo, durante el Neógeno. Modificado de De Vicente et al. (1994).

SEGUNDA PARTE: METODOLOGÍA



4 EL MODELO DIGITAL DE ELEVACIONES Y SUS APLICACIONES EN GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

4.1 INTRODUCCIÓN

La construcción y tratamiento de un Modelo Digital de Elevaciones de la zona central de la Península Ibérica es una parte fundamental de este trabajo. El presente capítulo pretende explicar qué es y para qué se puede utilizar un Modelo Digital de Elevaciones en Geología Estructural, al tiempo que se describe el proceso de construcción de nuestro modelo, y de los distintos derivados del mismo (mapas de sombreado artificial, pendientes, orientaciones, rugosidad). El estudio de la morfología del relieve como herramienta para el análisis de la geología y, en especial, de la estructura tectónica de una zona, ha recibido un importante impulso con la introducción de los Modelos Digitales del Terreno y la popularización de los Sistemas de Información Geográfica (SIG) que los manejan. Además, la extensión al usuario de equipos personales de los SIG permite el acceso a bases de datos ya elaboradas, o bien a la fabricación de modelos “a la medida” del trabajo que se pretenda realizar de forma bastante sencilla (Devereux, 1985).

En los últimos años han aparecido diversos trabajos que aplican las técnicas de topografía digital al estudio estructural de grandes zonas. En Pike y Thelin (1989) y Pike (1991) se identifican elementos de relieve a partir de una imagen sombreada procedente de un Modelo Digital de Elevaciones de los Estados Unidos de América. Moore *et al.* (1991) presentan un resumen de distintos tipos de aplicaciones de los Modelos Digitales. Beaver *et al.* (1992) interpretan estructuras corticales de escala regional. Reichenbach *et al.* (1992) analizan formas de relieve en Italia, y Hall (1996) en la zona del Mar Muerto. Roessner (1997) y Roessner y Strecker (1997) utilizan los Modelos Digitales para la cuantificación de tasas de erosión en África.

4.2 DEFINICIÓN Y TIPOS

Podemos definir un Modelo Digital del Terreno (MDT), como una representación de la distribución espacial de una variable cuantitativa continua en una zona del terreno, en formato digital, que permita su manejo mediante un Sistema de Información Geográfica (Bosque Sendra, 1992; Felicísimo, 1994). Un caso especial de MDT es el Modelo Digital de Elevaciones (MDE), en el que la variable representada es la topografía, o elevación del terreno. Consiste, fundamentalmente, en un fichero digital de datos de elevaciones (Z), de posición espacial conocida (X e Y). Básicamente, existen dos tipos de MDE, en función del modelo de datos utilizado por el SIG que los maneja (Miller y Laflamme, 1958; Doyle, 1978; Craig, 1980; Carter, 1988; Bosque Sendra, 1992; Felicísimo, 1994). Los SIG de tipo *raster* o matricial utilizan una matriz de puntos, de distribución regular o irregular, cada uno de los cuales se denomina *pixel* (*picture element*, o elemento de imagen) o celda, y tiene un valor definido de la elevación del terreno. Por su parte, los SIG vectoriales pueden ser de dos tipos: lineales o poligonales. En el primero, el modelo representa, básicamente, líneas isohipsas, o curvas de nivel, permitiendo también la representación de puntos y de líneas de altitud variable (líneas de rotura). El segundo tipo, más práctico, utiliza un modelo poligonal, a partir de una malla irregular de puntos de altitud y posición conocida. Estos puntos definen los vértices de una malla triangular irregular (TIN, *Triangular Irregular Network*, Peucker *et al.*, 1978), en la que cada triángulo es un polígono que incorpora los atributos necesarios para su situación espacial, como representación sintética de un relieve topográfico. Cada uno

de estos modelos de datos tiene sus ventajas e inconvenientes en cuanto a la veracidad de la representación, tipo de datos de partida, elaboración del modelo, almacenamiento, etc.

En general, el modelo más utilizado para el tratamiento de datos de elevaciones topográficas es el primero, principalmente por la facilidad de manejo de los datos, y la mayor flexibilidad del análisis posterior, en cuanto a la obtención de parámetros derivados de la topografía, como son la pendiente y la orientación. Además, hay que destacar la facilidad de combinación con otras variables geográficas con el mismo modelo de datos, común a todas las representaciones en el tipo SIG *raster*, de forma mucho más sencilla e inmediata que en el caso del modelo vectorial, puesto que sólo precisa de operaciones aritméticas matriciales, mientras que, en el otro caso, la falta de regularidad espacial precisa de operaciones de intersección de líneas y polígonos, mucho más complejas. Sin embargo, es necesario asumir la existencia de una serie de desventajas, como que la malla regularmente espaciada no permita asegurarse la representación de elementos “especiales” del relieve, como líneas de crestas, fondos de valle, rupturas de pendiente, etc. En general, este problema puede obviarse aumentando la resolución del modelo, es decir, disminuyendo la distancia entre los puntos de la malla hasta que ésta sea inferior a la dimensión de los elementos que se quiera representar. En general, se asume que el tamaño de la celda debe ser la mitad de la longitud más pequeña que se pretenda que quede representada (Star y Estes, 1990). Sin embargo, en los SIG *raster*, este aumento de la resolución lleva consigo un aumento del tamaño de los ficheros, lo que implica un mayor espacio de almacenamiento y una ralentización del análisis (problema que, últimamente, se ha visto minimizado, debido a la gran capacidad de cálculo y de almacenamiento de los equipos informáticos actuales). Es necesario, por tanto, llegar a un compromiso entre la fidelidad del modelo y la capacidad de manejo de los datos.

El modelo vectorial, por su parte, presenta ventajas en cuanto a la precisión de la localización de los puntos muestrales utilizados como vértices de los triángulos, y la posibilidad de reflejar más directamente las irregularidades de un relieve topográfico. Asimismo, presenta algunas ventajas técnicas, principalmente en cuanto al almacenamiento de datos. Sin embargo, a la hora de combinar la información del MDE con otros datos georreferenciados, presenta desventajas evidentes con respecto al modelo *raster*, que permite la superposición de mapas de forma más sencilla y rápida.

En nuestro caso, teniendo en cuenta todo lo anterior, así como las disponibilidades, tanto técnicas como de datos, se optó por la construcción de un MDE de tipo *raster*.

4.3 ELABORACIÓN DE UN MODELO DE TIPO *RASTER*

4.3.1 OBTENCIÓN DE LOS DATOS

Un MDE también se puede caracterizar por el método de obtención de los datos de altitudes. En general, se pueden obtener a partir de toma de datos directa, mapas topográficos, restitución fotogramétrica o teledetección. El primer método, por medio de levantamiento topográfico tradicional, o mediante el uso de sistemas de posicionamiento global (GPS, *Global Positioning System*), no es aplicable, por razones prácticas, a amplias zonas del terreno, como es nuestro caso. La restitución fotogramétrica a partir de pares estereoscópicos de fotografías aéreas o imágenes de satélite requiere un instrumental específico y, aunque genera directamente una malla densa y regular de datos de elevaciones, presenta problemas a la hora de generar un modelo de un área suficientemente grande, con una resolución suficientemente alta. Por último, el procesado de algunas señales de Radar permite obtener mapas de elevaciones bastante exactos, pero es una técnica complicada, y no todos los sistemas SAR (*Synthetic Aperture Radar*) permiten llevarla a cabo.

El mapa topográfico es, por tanto, la fuente de datos más adecuada para la fabricación de nuestro MDE. La información de altitudes contenida en un mapa es, evidentemente, discreta, puesto que se limita a la situación de las curvas de nivel y las cotas puntuales. Por tanto, la información que obtengamos directamente del mapa nunca podrá estar en la forma requerida de matriz de puntos igualmente espaciados, sino en una distribución irregular, con mayor o menor densidad, dependiendo de las características del relieve, y del propio mapa. Por otra parte, la misma naturaleza de las curvas de nivel lleva implícita que la densidad de información es mayor precisamente en las zonas de mayor complejidad del relieve. Los datos obtenidos tendrán que ser tratados posteriormente, mediante interpolación, para la obtención de una malla regular que pueda ser integrada directamente en el SIG.

El primer paso tendrá que ser la digitalización del mapa, es decir, la transformación de la información gráfica en información numérica. Las curvas de nivel se pueden digitalizar en dos formas: como líneas de igual altitud, con un valor asociado que represente precisamente ese atributo, o como un conjunto de puntos de la misma altura. La principal diferencia es el tipo de interpolación que hay que llevar a cabo posteriormente. El método que da mejores resultados en la creación de Modelos Digitales, y que, por ello, es el más ampliamente utilizado, es el de interpolación a partir de líneas de nivel. Esto se debe a que, al menos en teoría, la interpolación se produce sólo en el espacio entre dos curvas contiguas, cuyos valores se mantienen como referencia. La interpolación, bien sea lineal o polinómica, producirá mejores resultados cuanto más cercanas estén entre sí las curvas de nivel tomadas como referencia.

Sin embargo, a la hora de construir el MDE, puede ser interesante, dependiendo de la precisión que se requiera, la incorporación de otros datos lineales distintos de las curvas de nivel (cauces de ríos), o datos puntuales (vértices geodésicos, puntos de cota conocida como estaciones gravimétricas, etc.), que puedan ayudar a la mejor definición de las características del relieve. Evidentemente, la presencia de datos puntuales, o líneas que no presenten una elevación uniforme obliga a la utilización de una interpolación a partir de puntos.

Para nuestro modelo, teniendo en cuenta lo anterior, se optó por una digitalización de datos puntuales de altitudes, a partir de la cartografía topográfica a escala 1:50.000, serie L, del Servicio Geográfico del Ejército, distribuida en fichas que representan un área de 100 km² (10 x 10 km), tomando como referencia la cuadrícula UTM (elipsoide Hayford). En cada una de las fichas se procedió a la digitalización manual, en forma de puntos, de todas las curvas de nivel maestras, mediante un tablero digitalizador. Se cuidó de representar especialmente todos los puntos de inflexión de las curvas. Además, se incorporaron los vértices geodésicos y todos los puntos de altitud conocida señalados en el mapa. Se digitalizaron también las intersecciones de todas las curvas de nivel con los cauces de los ríos, con el fin que la red de drenaje quedase perfectamente reflejada en el modelo. Por último, una vez incorporados todos estos rasgos geográficos al modelo, se añadieron todos los puntos situados sobre curvas de nivel secundarias o auxiliares que fueran necesarios para que el área de la ficha quedara suficientemente cubierta, con vistas a una interpolación lo más exacta posible. La densidad media conseguida fue de, aproximadamente, 15 puntos por km². De este modo, para cada ficha se obtiene un fichero digital de puntos de altitud “real” conocida, incluyendo las coordenadas X e Y (coordenadas UTM en metros) y la elevación, en metros, con unos 1.500 registros por ficha, como media. Para las coordenadas UTM, se tomó como referencia el huso 30, que comprende la mayor parte del área cubierta por el modelo. Para las zonas incluidas en los husos 29 y 31 se llevó a cabo una transformación de coordenadas al huso 30 de los ficheros de datos resultantes de la digitalización de cada ficha.

La zona de la región central de la Península Ibérica que se ha estudiado, comprende un área de 130.636 km², correspondiente a 1.300 fichas, procedentes de 275 hojas topográficas a escala 1:50.000. A partir de estos datos muestrales, se procedió a la interpolación de una malla regular de todo el área (figura 4.1).

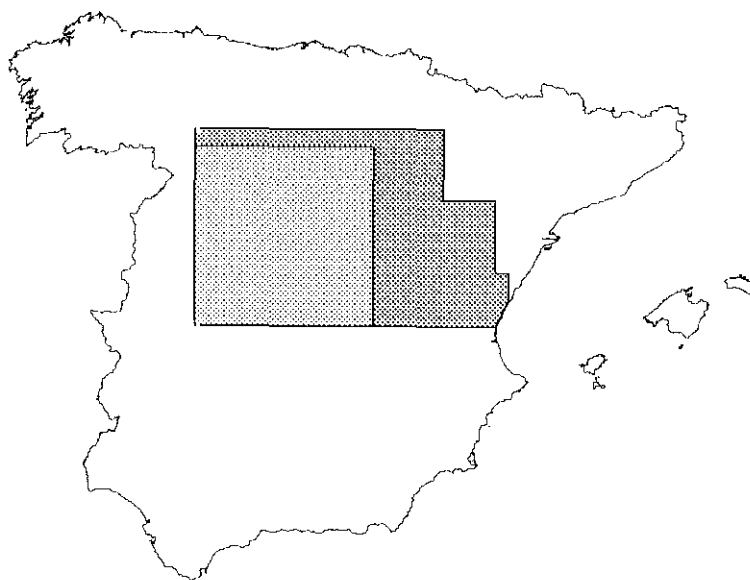


Figura 4.1: Situación en la Península Ibérica del Modelo Digital de Elevaciones construido. En gris más claro, la extensión utilizada en este trabajo como zona de estudio, para el análisis topográfico.

4.3.2 OBTENCIÓN DE UNA MALLA REGULAR: INTERPOLACIÓN

4.3.2.1 Definición

Tras la digitalización de la información de elevaciones de un mapa topográfico, dispondremos de un conjunto de datos puntuales irregularmente espaciados. Sin embargo, nuestro objetivo, para la integración de estos datos en un MDE de tipo *raster*, es la obtención de una nube de puntos distribuidos regularmente. Para ello necesitamos llevar a cabo un proceso de interpolación espacial. Este proceso consiste en el cálculo del valor de una variable en una posición del espacio, conociendo los valores de dicha variable en otras posiciones del espacio (Bosque Sendra, 1992). De este modo, en el proceso de interpolación manejaremos dos grupos de datos: los datos muestrales (irregularmente espaciados, y con valores “reales”) y los datos calculados (con una distribución regular, pero con valores estimados a partir de los datos muestrales).

4.3.2.2 Métodos de interpolación

Existen muchos métodos matemáticos de interpolación, algunos de los cuales han sido ampliamente utilizados en Ciencias de la Tierra (Davis, 1986). Básicamente, estos métodos se pueden definir por tres características (Bosque Sendra, 1992):

-*Métodos globales o locales*, dependiendo de si utilizan la totalidad de la población de datos muestrales para el cálculo de la malla, o si utilizan sólo los más cercanos al punto calculado

-*Métodos exactos*, si los datos muestrales se incorporan directamente a los calculados, cuando su posición coincide con un nodo de la malla calculada. Si esto no ocurre, el método se denominará aproximado o suavizador. Esta característica es bastante relativa, puesto que, a pesar que un método sea exacto, la probabilidad de que los datos muestrales se incorporen a la malla calculada depende de la densidad de la citada malla. Si se disminuye el espaciado entre las líneas de la malla, el mapa resultante será más exacto, si se utiliza un método de interpolación exacto.

-*Métodos analíticos o directos*, dependiendo de si realizan o no un análisis previo de la variabilidad de los datos de muestra. Este análisis previo suele ser una autocorrelación espacial de los datos muestrales, para conocer la variación del parámetro estudiado (en este caso, la altitud) con relación a la separación entre los datos.

Es evidente que la característica más apreciable, a la hora de interpolar datos de altitud topográfica, es la exactitud del método. La forma más inmediata de verificar la calidad de la interpolación con arreglo a esta característica es el cálculo de residuales, que consiste en calcular la diferencia entre los valores de los puntos muestrales y los valores interpolados para una posición espacial equivalente en la malla calculada. Un método de interpolación exacto sólo lo será de forma absoluta si todos los puntos muestrales coinciden espacialmente con nodos de la malla calculada, lo cual no es fácil si el muestreo no se orienta intencionadamente a este fin. Por otra parte, si existen zonas no suficientemente cubiertas por datos muestrales, es más complicado verificar la calidad de la interpolación, puesto que no se dispone de referencias.

El desarrollo de estas técnicas de interpolación ha venido ligado a la investigación minera, principalmente en Estados Unidos, Francia y Sudáfrica (Davis, 1986). En este ámbito, ha sido tradicional la confrontación entre los métodos de análisis de superficies de tendencia y los de medias móviles.

El análisis de superficies de tendencia (*Trend Surface analysis*) consiste en el ajuste de una ecuación de regresión a la variable Z (elevación), en función de las variables X e Y (posición espacial). La aplicación más inmediata de este tipo de interpolación es la separación, normalmente sobre un campo potencial, de tendencias “regionales” o “residuales”. Sin embargo, las características de las superficies topográficas no se adaptan bien a este tipo de métodos, puesto que no siguen patrones de distribución que puedan ser descritos mediante métodos puramente estadísticos. Sin embargo, más adelante se tratará la utilización de este método, sobre el Modelo del Terreno ya elaborado, para el análisis del relieve.

El método de las medias móviles es un método directo que toma como premisa que, para cada punto calculado, los puntos muestrales más próximos son los que tienen altitudes más similares. Por tanto, para el cálculo se utilizarán los puntos muestrales ponderados con arreglo a la distancia a la que se encuentran del punto calculado. La altitud de éste se suele calcular mediante la media aritmética de las altitudes ponderadas de los puntos muestrales. El factor de ponderación será la inversa de la distancia al punto calculado, o bien la inversa de la distancia al cuadrado, si se prefiere una ponderación exponencial. Dependiendo de las dimensiones y de la distribución de la muestra, se puede utilizar para el cálculo toda la población muestral, o bien una subpoblación de los puntos más cercanos al calculado. Esta selección se suele hacer por medio de un radio de búsqueda, que puede ser distinto en diferentes direcciones del plano, si las características de la muestra lo requieren. También es usual dividir el área de búsqueda en sectores, para evitar el efecto de *cluster*. Este efecto consiste en que el radio de búsqueda incluya un grupo de puntos muestrales muy cercanos entre sí, que concentren la mayor parte de la influencia del cálculo en esa zona del área de búsqueda. Esto se puede evitar estableciendo una división en cuadrantes u octantes del área de búsqueda, a cada uno de los cuales se le asigna un número de puntos muestrales a buscar (los más próximos). De este modo, se garantiza que en cada sector se utilice el mismo número de puntos, y que la muestra quede regularmente distribuida alrededor del punto calculado.

El *kriging* es una variante del método de las medias móviles, que toma el nombre del geólogo y estadístico sudafricano D.G. Krige. La diferencia reside en que el *kriging* es un método de interpolación analítico; esto quiere decir que la predicción de los valores interpolados se hace a partir de una función calculada previamente, y que es una expresión de la variabilidad espacial de los datos de muestra. Está basado en la llamada “teoría de las variables regionalizadas” (Matheron, 1963), que supone que la variable considerada presenta una variación continua entre diferentes lugares del espacio, pero no puede ser representada por una función matemática ordinaria. Este es el caso, concretamente, de las superficies topográficas. En este caso es necesario modelizar la pauta de variación espacial de la variable con un tipo especial de función, denominada “variograma”. El variograma es una función matemática que relaciona la distancia entre los datos de muestra en una dirección, con la variabilidad del valor de la altitud entre los datos separados una distancia concreta. El variograma se calcula para toda la población de datos muestrales con arreglo a un modelo, que puede ser de tipo lineal, exponencial, esférico, etc, dependiendo del tipo de ajuste que se

utilice. A partir de esta función, para cada punto calculado, se obtiene una matriz de ponderaciones, que define el peso que cada punto muestral tendrá en la interpolación. De este modo, el valor calculado estará influido por el valor de los puntos muestrales más próximos, ponderados por su distancia a partir del modelo de variograma calculado previamente para toda la muestra. Para casos especiales, se pueden introducir correcciones en el variograma, cuando los datos presenten una distribución preferente en una dirección determinada (efecto de deriva), o si la muestra presenta errores potenciales (efecto “pepita” o *nugget*). La introducción de estos efectos de corrección en el variograma constituye el denominado “*kriging* universal”. Evidentemente, este tipo de interpolación requiere una cantidad de cálculo matemático mucho mayor que los tipos no analíticos, pero los resultados son mucho más ajustados a la realidad, sobre todo en zonas de baja densidad de datos. El *kriging* (no universal) es un método de interpolación exacto, es decir, que conserva los valores originales cuando el punto calculado coincide con un punto muestral. Esto resulta muy adecuado para los datos de origen topográfico, lo que hace que el *kriging* sea el método más ampliamente utilizado para interpolación de datos puntuales de este tipo.

Nuestra interpolación se ha llevado a cabo a partir de grupos de fichas, lo que facilita la ampliación sucesiva de la extensión del modelo, siempre que se mantengan los parámetros de la interpolación para todos los casos. Concretamente, se ha utilizado una interpolación por *kriging* con un variograma de tipo lineal, y con un paso de malla de 250 metros. El radio de búsqueda de los puntos muestrales a partir de cada nodo calculado es de 4.000 metros, lo suficientemente grande para que se disponga del número mínimo de datos, pero no tan grande para que puntos demasiado lejanos influyan en la interpolación, ni para que el tiempo de cálculo se dilate demasiado. No se ha dividido el área de búsqueda en sectores, puesto que se ha considerado que la distribución de los datos es suficientemente homogénea como para que no haya problemas de *cluster* de puntos. Por la misma razón, tampoco se ha considerado ningún efecto de deriva ni efecto “pepita”. Para cada nodo calculado se han utilizado un mínimo de 5 y un máximo de 24 datos muestrales.

Una vez interpolados todos los datos, y agrupados en uno sólo los ficheros resultantes, se obtiene el Modelo Digital de Elevaciones, en forma de un fichero matricial de 1.242 filas por 2.081 columnas, en formato imagen (fichero *.img) del Sistema de Información Geográfica Idrisi for Windows 2.0 (Eastman, 1997).

4.3.3 CONTROL DE CALIDAD DEL MODELO

A continuación se lleva a cabo una fase, que ha sido larga y laboriosa, de comprobación de la calidad del modelo, y de búsqueda de diversos tipos de errores que se puedan haber producido en cualquiera de las fases anteriores. Para ello, lo más adecuado es la fabricación de imágenes derivadas, como mapas de pendientes y, especialmente, de sombreado artificial, de cuya elaboración se trata más adelante, que permiten, mediante la iluminación desde distintas direcciones, hacer más evidentes los errores buscados. Para Felicísimo (1994), existen dos grupos principales de errores en un MDT, los posicionales y los atributivos, según afecten a la posición del punto (coordenadas X e Y) o al valor de la coordenada Z que se atribuye a ese punto. El primer tipo de error no afecta a los modelos de tipo matricial, puesto que en ellos la posición geográfica viene definida implícitamente.

Los errores atributivos más comunes son:

- Puntos aislados con grandes diferencias en altura con respecto a las zonas colindantes. Se reflejan como “huecos” o “bultos” que contrastan con el relieve general. Se trata de errores de digitalización de puntos singulares a los que se les ha introducido una cota errónea. Este mismo tipo de error se puede producir con una curva de nivel completa, en cuyo caso la forma de la altura anómala será lineal o vermiforme. La forma de corrección es identificar el error, corregirlo en el fichero de datos, y volver a interpolar.

- Zonas planas, en forma de terraza, entre dos escarpes. Se trata de zonas con falta de datos entre dos curvas de nivel digitalizadas que están suficientemente separadas, lo que provoca que el método de interpolación asigne la misma altura a toda la zona. En este caso, se debe añadir la digitalización de curvas intermedias, y volver a interpolar.

- Zonas, más o menos amplias, con un aspecto más regular y suavizado que el resto del modelo. Se debe a falta de información, es decir, zonas en las que se ha digitalizado una menor densidad de puntos, o se ha hecho con menor detalle. Para evitar este problema se debe procurar mantener siempre la misma densidad de puntos en todas las celdas digitalizadas y, sobre todo, usar siempre la misma fuente de datos. Si se usan en algunas zonas mapas de menor escala, o de menor detalle, el reflejo en el MDE será evidente.

- “Huecos”, o zonas sin información de altitud, en la malla. Esto se debe a falta de datos, en zonas planas, con pocas (o ninguna) curvas de nivel o puntos de altitud conocida. Debido a las características del *kriging* si, en el momento de realizarse la interpolación, la distancia entre datos supera el radio de búsqueda establecido, o no se llega al número mínimo de datos requerido para cada punto de la malla regular, la zona queda “blanqueada” por falta de datos. Esto puede suponer un grave problema en zonas como las descritas, con falta de información de elevaciones en los mapas. En casos extremos, puede ser necesario “estimar” la altitud de un número suficiente de puntos, que permita una interpolación completa.

- Los errores de situación, corrientemente de fichas completas, pueden provocar zonas vacías, en donde debería haber una ficha con errores de coordenadas, o relieves anómalos en zonas en las que hay dos fichas con las mismas coordenadas y datos distintos. La solución es evidente: corregir la ficha errónea y volver a interpolar las dos zonas.

Aparte de los errores producidos durante la digitalización o la interpolación, conviene comentar algunas limitaciones que van estrechamente ligadas a la naturaleza del modelo y al método de producción del mismo. Sin que se produzcan “errores” aparentes en la representación o el análisis posterior de los datos del modelo, la presentación de un histograma de frecuencias de elevaciones (como se comprobará en numerosos puntos de este trabajo) hace evidente la presencia de máximos relativos en elevaciones que son múltiplos del intervalo entre líneas de nivel de los mapas fuente. Este es un efecto muy común cuando se interpola a partir de líneas de nivel, o como es nuestro caso, de puntos tomados a lo largo de líneas de nivel. Al seguir estos procedimientos, la mayoría de los puntos muestrales poseerán elevaciones con valores correspondientes a esas curvas de nivel, lo que produce que los valores interpolados sean, preferentemente, cercanos a estos valores. En nuestro caso, el problema no es excesivamente grave, puesto que, en la mayoría del área que cubre el modelo, se han tomado datos en todas las curvas de nivel, lo que supone un espaciado de 20 metros, si bien predominan claramente los valores de las curvas “maestras”, con un intervalo de 100 metros. Además se ha introducido una gran cantidad de puntos aislados de altitudes

conocidas, no sólo en líneas de cumbres, sino en vértices geodésicos (prácticamente todas las poblaciones) y otros puntos singulares. De este modo, la fuente de datos y el tipo de interpolación son más adecuados para minimizar éste problema que una interpolación lineal entre curvas de nivel continuas, que fijan casi obligatoriamente el valor de la línea de nivel en los puntos calculados.

Una vez corregidos todos estos errores, queda el cálculo del error aleatorio, que para Felicísimo (1994), es un error global, generado por las imprecisiones de los datos originales, y por los procesos de cálculo que se han seguido (principalmente la interpolación). El error se calcula por comparación de los valores del modelo con los valores reales, y su representación en el mapa topográfico, que es la fuente de información a partir de la cual se ha construido el modelo. Para el cálculo del error se ha elaborado una muestra de puntos X,Y,Z distribuidos regularmente por toda la extensión del Modelo, obtenidos a partir de los datos muestrales digitalizados de los mapas topográficos 1:50.000 del Servicio Geográfico del Ejército. La muestra consta de 100 puntos, lo que, según Li (1991) permite el cálculo del error con una fiabilidad del 7,1%. A partir de las coordenadas de estos puntos se extrajo otra serie con las altitudes correspondientes en el Modelo elaborado. A partir de ambas muestras se calcularon las diferencias de altitudes (valor Z) y se calculó el error medio (EM) y el error medio cuadrático (EMC) con arreglo a las fórmulas :

$$em = \frac{\sum \delta_z}{n} \quad emc = \sqrt{\frac{\sum (\delta_z)^2}{n}}$$

donde n es el número de muestras y δ_z es la diferencia entre los valores de ambas muestras (error local), en cada punto. El valor de EM que se obtiene es de 1,0064 metros, bastante cercano a cero, lo que supone que, después de corregidos los errores mayores, las desviaciones del modelo son aleatorias (Felicísimo, 1994). Por su parte, el EMC obtenido es de $12,356 \pm 0,877$ metros, lo que supone menos de un 5% del tamaño de celda del modelo.

4.4 APLICACIONES: TRATAMIENTO DE LOS DATOS

Los Sistemas de Información Geográfica permiten el tratamiento de los MDE para la obtención de diversos tipos de información georreferenciada basada en los datos topográficos. Entre los que se pueden obtener directamente destacan los mapas de pendientes y de orientaciones de pendientes, delimitación de cuencas (de drenaje o visuales), y los mapas de sombreado artificial. Otros, como los mapas de rugosidad, corresponden a parámetros secundarios, resultado de la combinación de los anteriores.

4.4.1 MAPAS DE SOMBREADO ARTIFICIAL

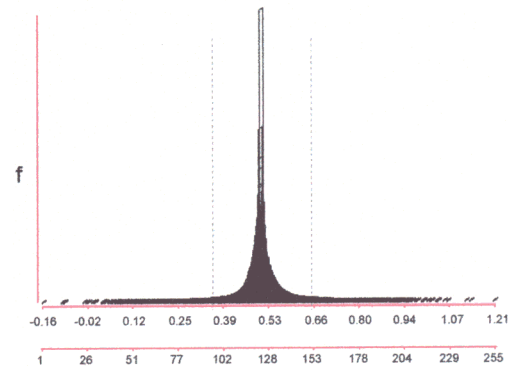
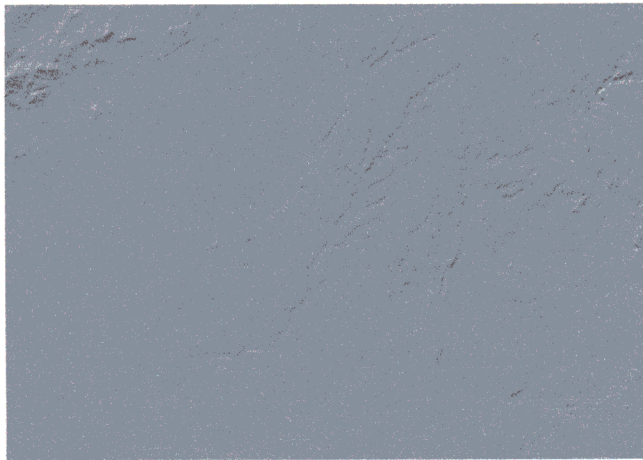
En este tipo de mapas se simula el efecto de una superficie topográfica iluminada desde una fuente de luz, cuyo azimut y elevación puede elegirse. La simulación se produce mediante la asignación a cada celda de un valor que se corresponde con la cantidad de luz reflejada por el terreno en ese punto. El valor máximo corresponderá con una zona enfrentada directamente con la fuente de luz (normalmente representada con el color blanco) y el mínimo con una zona no iluminada directamente (en color negro). Los valores intermedios se suelen representar por una escala de grises. El cálculo de éste valor está en función de la pendiente del terreno, de su orientación con respecto a la de la fuente de luz, y del ángulo de elevación de la fuente de luz sobre el horizonte. Para conseguir una apariencia similar a la del relieve iluminado por el Sol, los MDE se suelen iluminar desde posiciones equivalentes a las que éste tendría a diferentes horas del día. Sin embargo, es muy interesante la posibilidad de resaltar determinados rasgos fisiográficos del relieve mediante la iluminación de los mismos desde una dirección adecuada, aunque irreal. Cuando estos rasgos presentan una disposición lineal, la mejor forma de resaltarlos es por medio de una iluminación ligeramente oblicua a la perpendicular de la orientación. Se ha comprobado que una desviación de unos 15° a partir de dicha perpendicular produce mejores resultados que una iluminación exactamente ortogonal, que provocaría una iluminación excesiva en la zona enfrentada al foco, en contraste con una oscuridad total en la parte opuesta (Hall, 1996; Sánchez Serrano *et al.* 1996).

Una vez obtenida la imagen iluminada, conviene mejorar su apariencia con técnicas de tratamiento de imagen, ajustando el contraste por medio de un estiramiento lineal del histograma. Mediante esta técnica, se asegura que los valores de máxima y mínima iluminación de la imagen se asignen a los extremos (blanco y negro) de la escala de grises que se va a utilizar para su representación. Asimismo, se consigue que los valores intermedios correspondan a todos los grados de la escala de grises, sin que haya valores vacíos. Habitualmente, el histograma de una imagen de iluminación artificial de un relieve se corresponde con una distribución normal, por lo que el estiramiento se puede hacer de forma simétrica a partir del valor modal. El contraste se hace mayor cuanto más se estreche el histograma, por lo que aumenta la frecuencia de valores asignados a los extremos de la escala. El estiramiento aplicado depende de las características del relieve, pero los mejores resultados se suelen conseguir asignando los valores “ancla” del nuevo histograma a valores que correspondan a frecuencias inferiores al 2% de la imagen original, para cada extremo. Al histograma estirado se le aplica una clasificación en 255 valores, cada uno de los cuales se corresponde con un grado en la escala de grises utilizada. Cada uno de estos grados aumenta con respecto al anterior en una unidad en los valores de RGB (rojo, verde y azul), dando lugar a una escala visualmente continua entre los valores de blanco (255,255,255) y negro (0,0,0). Esta escala es la que da mejores resultados en la presentación gráfica, tanto en

monitor RGB como en la mayoría de los dispositivos de impresión actuales (impresoras láser y chorro de tinta, y trazador o *plotter*). El proceso de aumento del contraste en imágenes de sombreado artificial se ilustra en la figura 4.2.

Las técnicas actuales de tratamiento de imágenes permiten un paso más en la representación gráfica de los Modelos Digitales del Terreno, como es el sombreado de imágenes con colores hipsométricos. Este tipo de representación es muy interesante tanto para superficies topográficas como para otras variables espacialmente continuas (gravimetría, magnetismo, etc.). Básicamente, consiste en la separación en canales de tono, luminosidad y saturación (H L S; *Hue, Light, Saturation*) de una imagen en la que se represente el valor de Z del Modelo del Terreno por medio de zonas de color. De este modo se obtienen tres imágenes en tonos de gris, representando los valores de los tres canales referidos. A continuación se vuelven a combinar los canales, pero sustituyendo la imagen de luminosidad (L) por una de sombreado artificial, en 255 valores de gris, con el contraste adecuado. De este modo, se obtiene la misma imagen en colores en función de la altitud, pero con distintos grados de iluminación, simulando un efecto de relieve. La figura 2.2, en el capítulo dedicado al encuadre geográfico, presenta una imagen de este tipo de la zona de estudio.

A



B

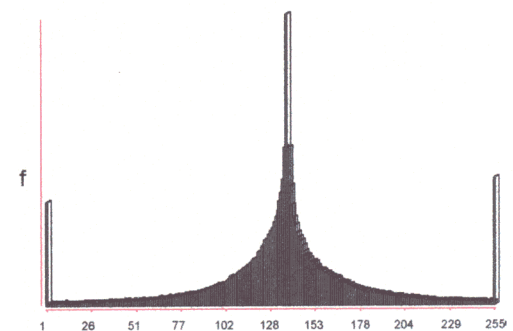
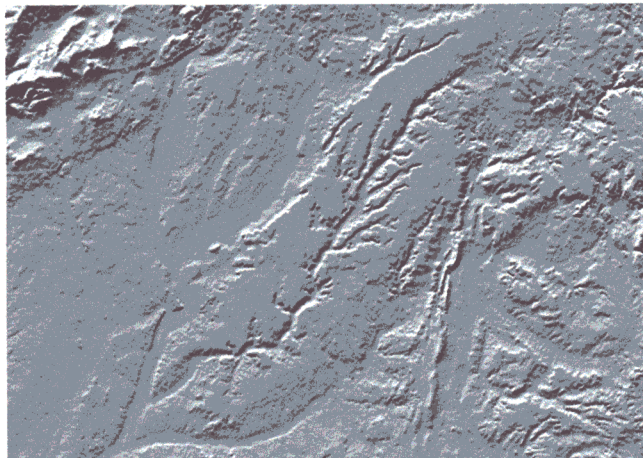


Figura 4.2: A. Aspecto de un mapa de sombreado artificial, e histograma de frecuencias del mismo, de la parte oriental de la Cuenca del Tajo. El sombreado simula una iluminación desde N340 con una elevación de la fuente de luz de 30 grados sobre la horizontal. El modelo del terreno del que procede la imagen tiene una resolución de 250 metros. El histograma de frecuencias presenta la escala de valores originales de sombreado, y los valores de la escala de grises con la que se representa en el mapa. B. La misma imagen, después de sufrir un estiramiento del histograma para producir un aumento del contraste. Los extremos del histograma estirado se han fijado en los valores 0.35 y 0.63 del histograma original (marcados en línea de puntos), que se corresponden con los valores de frecuencia equivalentes al 2% de las celdas de la imagen.

4.4.2 MAPAS DE PENDIENTES Y ORIENTACIONES DE PENDIENTES

La información más inmediata que se puede derivar del análisis de un Modelo Digital del Terreno es el cálculo de mapas de pendientes. En un modelo de datos tipo *raster*, el procedimiento de cálculo de este parámetro difiere fundamentalmente del caso de un modelo vectorial. En un MDE vectorial, definido por una red triangular irregular (TIN), el valor de la pendiente en un punto es el de la pendiente del plano que lo contiene. Por tanto, cada polígono triangular de los que forman parte del modelo, tendrá un único valor de pendiente. En un modelo *raster*, en el que el relieve se representa por una malla de celdas cuadradas, con un valor de altitud conocido, no es tan sencillo definir cuál es la pendiente en cada punto. El punto de partida, en este caso, es la relación de la altitud de cada celda con la de las ocho celdas colindantes. Como la pendiente se expresa en forma de la relación entre la diferencia de altura y la distancia horizontal entre dos puntos, para cada celda se pueden obtener ocho valores posibles de la pendiente. El SIG utilizado en nuestro caso (Idrisi) calcula la posición del plano tangente al terreno, en cada celda, a partir de las nueve consideradas. A partir de este plano, se puede obtener la pendiente (en grados o en porcentaje) y la orientación de la pendiente (en azimuth).

En este tipo de MDE, el objetivo principal no es el determinar el valor de la pendiente en un punto, sino la elaboración de un mapa de pendientes. Siempre teniendo en cuenta cuál es la resolución del modelo, el mapa de pendientes permite definir zonas de pendiente homogénea, o de cambio de pendiente que, en nuestro caso serán de gran ayuda para la interpretación del relieve desde el punto de vista estructural (p. ej., zonas de fractura). Asimismo, un mapa de orientaciones de pendientes proporciona información interesante para este tipo de interpretación, ya que revela ciertas estructuras lineales que son difíciles de advertir con otro tipo de análisis. Conviene referirse, en el caso de las pendientes, al problema de la clasificación. En zonas de relieve variado, como es el caso de este trabajo, es normal que predominen, en área, las celdas de valores bajos de pendiente (zonas llanas) sobre las de valores más altos. El histograma de frecuencias de pendientes adopta una forma característicamente asimétrica, con la media y la moda muy desplazadas hacia los valores bajos. Para la representación de un mapa de pendientes es necesario, por tanto, adoptar una clasificación en intervalos desiguales, más pequeños en los valores más bajos de pendiente, y progresivamente mayores hacia los valores más altos. Con este fin, se ha adoptado una clasificación propuesta por Scholz (Demek, 1972), citada por Pedraza (1996), que se presenta en la tabla siguiente.

CLASE	LIM. INF.	LIM. SUP.	CARÁCTER
1	0°	0,5°	Plano
2	0,5°	2°	Casi plano
3	2°	5°	Débilmente inclinado
4	5°	15°	Muy inclinado
5	15°	25°	Débilmente escarpado
6	25°	35°	Escarpado
7	35°	55°	Precipicio
8	>55°		Vertical

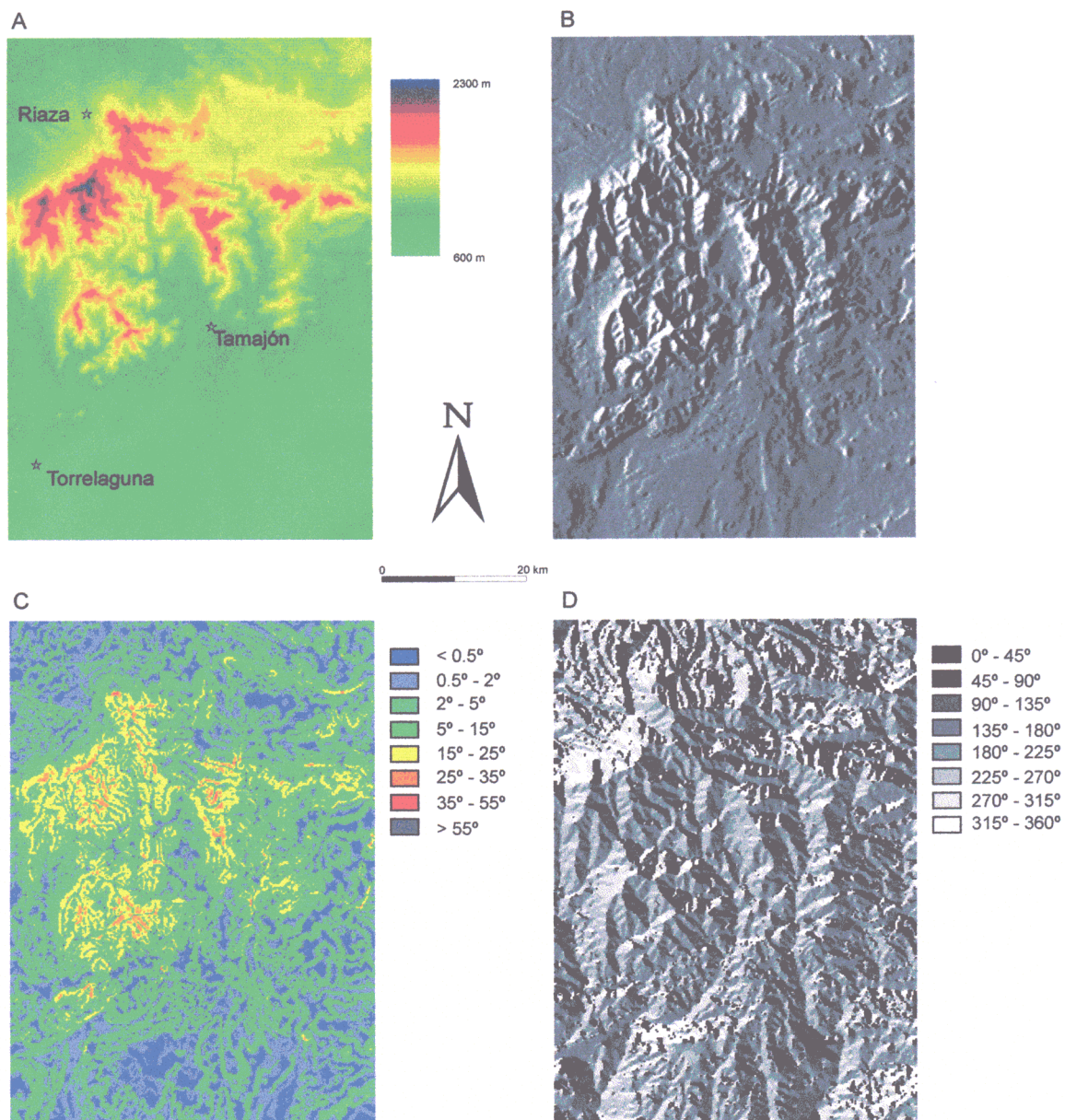
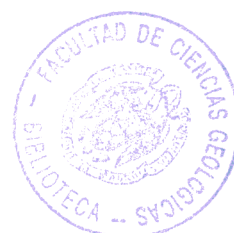


Figura 4.3: Ejemplo de mapas de pendientes y de orientaciones de pendientes (zona de Somosierra, Sistema Central. Provincias de Guadalajara, Madrid, Segovia y Soria). A: Mapa topográfico. B: Mapa de sombreado artificial (fuente de iluminación en N315°, elevación 18°). C: Mapa de pendientes. Clasificación según Scholz (Demek, 1972). D: Mapa de orientaciones de pendientes. Clasificación en octantes. En todos los casos, la resolución del Modelo Digital es de 200 metros.



En el caso del mapa de orientaciones de pendientes, se obtiene para cada celda el valor del azimut del teórico plano tangente, expresado en grados a partir de la orientación Norte, de 0° a 360°. Es conveniente someter a este mapa a una clasificación en intervalos de orientaciones, de forma que sea más manejable desde el punto de vista de su representación, aunque a la hora del análisis sea mejor utilizar los valores individuales para cada celda. Normalmente, se suele utilizar una clasificación en octantes, cada uno de los cuales abarcaría un sector circular de 45°, correspondiendo a las orientaciones Norte, Noreste, Este, Sudeste, Sur, Sudoeste, Oeste y Noroeste.

La figura 4.3 presenta ejemplos de mapas de pendientes y de orientaciones de pendientes, según las clasificaciones mencionadas, para una zona montañosa del centro de la Península. Para el mapa de orientaciones de pendientes se ha preferido una escala de grises, para apreciar más claramente el carácter continuo de la escala de orientaciones.

En algunos casos, como se podrá ver más adelante, puede ser interesante representar las orientaciones simulando una iluminación de una orientación determinada. Esto se consigue asignando el color blanco al octante correspondiente a la orientación que se quiere destacar, y el negro a la complementaria (a 180°), y dando distintos grados de gris a las orientaciones restantes. Con esto se consigue un efecto similar al de la iluminación artificial, con la diferencia que, en este caso, no se tiene en cuenta la magnitud de la pendiente, lo que provoca que se le de la misma importancia a todas las zonas con una misma orientación, tengan o no la misma expresión en el relieve. Esto puede ser interesante en determinados casos, como el de seguir una alineación que atraviesa una cadena montañosa y penetra en una cuenca sedimentaria.

4.4.3 MAPAS DE RUGOSIDAD DEL TERRENO

4.4.3.1 Definición y elaboración

Para Bosque Sendra (1992), la rugosidad del terreno es la medida de lo variado que es el relieve en un punto y en su entorno inmediato. La aplicación de esta definición a un MDE de tipo matricial es inmediata: la complicación del relieve se puede representar mediante el cálculo de la variabilidad de un parámetro representativo del relieve en un entorno de celdas de una extensión determinada. Los SIG matriciales facilitan el denominado “análisis de vecindad” (Bosque Sendra, 1992) mediante el filtrado matricial, equivalente al que se suele practicar con los datos de sensores remotos. Este tipo de filtrado permite asignar a cada celda un valor que estará en función de los valores originales de la propia celda, y de las celdas vecinas. Este análisis se puede llevar a cabo con distintos grados de vecindad: bien con la inmediata (la celda central y las ocho celdas que están en contacto con ella), o bien a una mayor distancia.

Los SIG matriciales permiten el cálculo de diferentes medidas de variabilidad de un parámetro en la vecindad de una celda, como son: el número de clases diferentes, diversidad, dominancia, fragmentación, número de celdas diferentes de la central, etc., frecuentemente utilizadas en estudios ambientales (Monmonier 1974, Murphy 1985 a y b). Estas medidas, en general, no proporcionan resultados satisfactorios para el caso de los datos topográficos, porque, si bien dan idea de si la muestra presenta o no variabilidad, no informan de la magnitud de dicha variabilidad. Las distintas definiciones previas de la rugosidad del terreno han utilizado estimaciones estadísticas de la variabilidad del relieve a partir de parámetros

derivados de la elevación topográfica (Evans, 1972; Hobson, 1972; Balce, 1987; Franklin, 1987). Concretamente, Felicísimo (1994) propone una variante del método de Hobson (1972), basándose en el análisis de la dispersión de los vectores unitarios perpendiculares a la superficie, en cada celda del modelo, utilizando la varianza esférica (Band, 1989), a partir del módulo suma de todos los vectores.

Una forma inmediata de cálculo de la variabilidad, es utilizar la desviación típica de los valores (Sánchez Serrano *et al.* 1998). En este caso, a cada celda se le asigna un valor, en las mismas dimensiones del parámetro utilizado como partida, que corresponde a la desviación típica de los valores de la población compuesta por esa celda y sus vecinas. En este caso utilizaremos el entorno más pequeño representado por la vecindad inmediata, es decir, un filtro de 3x3 celdas que permite comparar nueve valores. La fórmula utilizada sería:

$$R = \sqrt{\frac{\sum (x_n - \bar{x})^2}{9}}$$

donde R es el valor de la rugosidad, \bar{x} la media del parámetro utilizado en las nueve celdas consideradas, y x_n , el valor de dicho parámetro en cada una de las celdas. El valor de 9 se puede sustituir por el correspondiente n para un filtro de mayor tamaño. En el caso de la utilización de un SIG “raster” sencillo (en nuestro caso, Idrisi for Windows 2.0, Eastman, 1997), en el que el cálculo de la desviación típica no viene implementado directamente, esta fórmula se puede aplicar a una imagen completa mediante filtros, calculando el valor medio del parámetro en el entorno de nueve celdas (filtro de 3x3) y restándolo del de cada una de ellas. Para ello es necesario construir un mapa de valores medios, y nueve mapas, con el valor de cada uno de las celdas asignado a la celda central. Restando de cada uno de los nueve mapas el mapa de la media, obtendremos los nueve mapas de diferencias, que, elevados al cuadrado y sumados, dan lugar al mapa de suma de diferencias al cuadrado. La división por nueve supone una normalización del valor anterior, correspondiendo al de la varianza. Por último, la raíz cuadrada da como resultado el mapa de desviaciones típicas, que queda expresado en las mismas unidades del parámetro utilizado (figura 4.4). Otros Sistemas de Información Geográfica matriciales más avanzados, como es el caso del módulo Grid de ArcInfo 7.1, sí permiten el cálculo directo de la desviación típica de los valores del modelo en un entorno determinado, con lo que el proceso de cálculo se simplifica sensiblemente.

4.4.3.2 Elección de parámetros topográficos para el cálculo de la rugosidad

A partir de un Modelo Digital del Terreno de tipo matricial se pueden obtener dos parámetros topográficos de forma inmediata, la pendiente y su orientación. Ambos son parámetros descriptivos y la representación de su variación proporciona una aproximación a las características fisiográficas del terreno. En principio, el parámetro topográfico que mejor podría reflejar la rugosidad del terreno es la orientación de las pendientes. Considerando siempre un entorno de celdas de una determinada extensión, el caso ideal de rugosidad cero sería aquel en el que todas las celdas tuviesen la misma orientación de la pendiente, con lo que la variabilidad resultaría nula. En el extremo contrario, una rugosidad alta vendría representada por un conjunto de celdas con orientaciones de pendiente diferentes, y con un alto grado de variabilidad (Hobson, 1972). Un aspecto interesante de esta medida de la

rugosidad basada en orientaciones es su independencia de la pendiente, puesto que una superficie con una alta inclinación puede no ser rugosa, si todos sus puntos tienen la misma orientación. Por el contrario, una superficie con una baja pendiente puede ser muy rugosa si presenta una gran variabilidad de orientaciones.

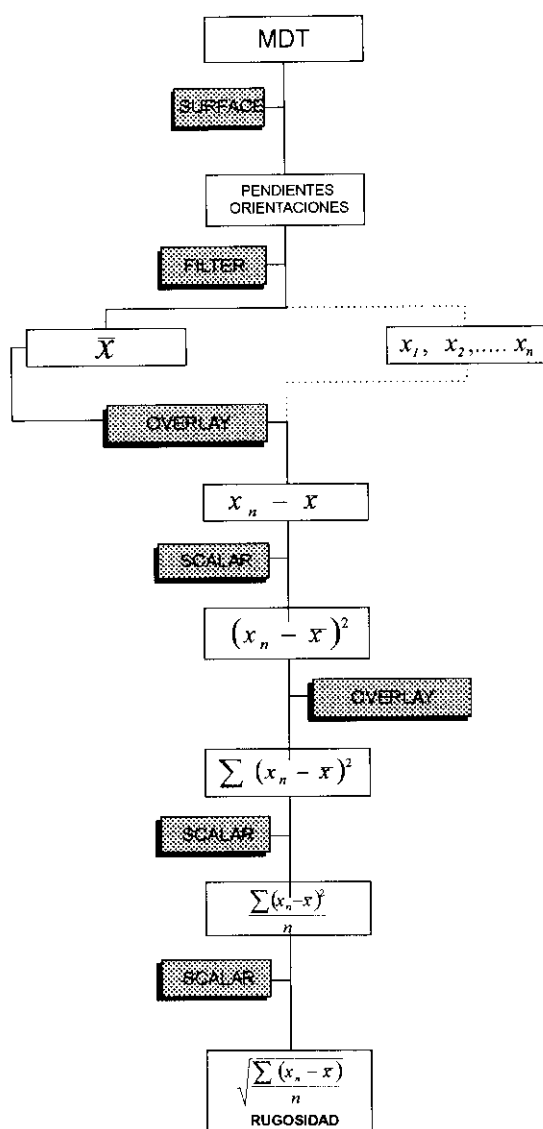


Figura 4.4: Diagrama de flujo del proceso seguido para la obtención de un mapa de rugosidades a partir de un parámetro topográfico (pendientes u orientaciones). Las cajas en gris representan los módulos de Idrisi utilizados para realizar cada operación.

Por otra parte, la variabilidad de las orientaciones se puede complementar teniendo en cuenta otro valor de variabilidad, calculado precisamente a partir del valor de la pendiente. Como ejemplo equivalente al anterior, se puede plantear el de una superficie en la que todos los puntos tengan la misma orientación, pero con grandes variaciones de pendiente. Evidentemente, una superficie tal deberá considerarse rugosa, a pesar que la variabilidad de orientaciones sea nula.

En un modelo matricial, en el que el relieve se representa por una malla de celdas cuadradas, con un valor de altitud conocido, el cálculo de la pendiente y su orientación se lleva a cabo a partir de la relación de la altitud de cada celda con la de las ocho celdas colindantes. Como la pendiente se expresa en forma de la relación entre la diferencia de altura y la distancia horizontal entre dos puntos, para cada celda se pueden obtener ocho valores posibles de la pendiente. El SIG utilizado en nuestro caso (Idrisi) calcula la posición del plano tangente al terreno, en cada celda, a partir de las nueve consideradas. A partir de este plano, se puede obtener la pendiente (en grados o en porcentaje) y la orientación de la pendiente (en azimut).

Las características intrínsecas de la orientación de la pendiente conllevan un grave problema a la hora de efectuar operaciones con este parámetro: los

valores posibles de orientación de pendiente van, de forma continua, de 0° a 360° , pero ambos extremos representan la misma orientación (Norte). Esto implica, a la hora de calcular la media, o las diferencias con la media, el riesgo de falsear el resultado: por ejemplo, la diferencia real entre una orientación 10° y una 355° no sería 345° , sino 15° . Este problema es de difícil solución, pero se ha intentado paliar, siquiera parcialmente, mediante una transformación de los datos de partida, haciendo que la diferencia entre cada valor

consecutivo de la escala de orientaciones sea siempre el mismo. En los datos originales, suponiendo valores enteros de orientaciones, la diferencia entre un valor y el siguiente siempre es 1 grado, excepto en el caso apuntado, que es de 360. Si se hace que los valores de orientación crezcan hasta la orientación 180° (Sur) y después decrezcan hasta volver a ser 0° al Norte, la variación será continuamente la misma, si bien se habrá perdido parte de la posibilidad de medir grandes diferencias de orientaciones de pendiente, en determinados casos, como se puede apreciar en la figura 4.5a. Sin embargo, asumiendo que, en este caso, el valor absoluto de la orientación no es relevante, mientras que sí lo es la diferencia de orientación entre celdas contiguas, se puede añadir una segunda transformación, que consiste en un giro de noventa grados de los valores de orientación. A su vez, a este mapa de orientaciones giradas, se le aplica una transformación similar a la anterior (figura 4.5b). Como se puede apreciar, en el primer caso existe una dirección de máxima diferencia de orientación (dirección Norte-Sur) y otra de diferencia nula (dirección Este-Oeste). En el segundo caso, sin embargo, ambas direcciones están intercambiadas, por lo que existe la posibilidad de compensarlas. A partir de estos datos transformados, se obtienen dos mapas de variabilidades expresados en unidades de azimuth (grados) de desviación en un entorno de 3x3 celdas. Combinando ambos mapas, se compensan los errores que se producirían en las direcciones de diferencia de orientación cero. La combinación se lleva a cabo por medio de una superposición de mapas, en el que el valor resultante de cada celda es el máximo de los dos. La resultante es el mapa de variabilidad de orientaciones de pendientes.

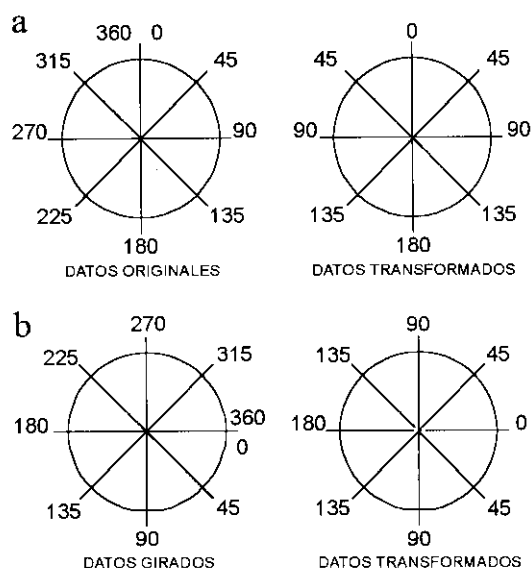


Figura 4.5: Transformación de los datos de orientación de pendientes para el cálculo de la rugosidad. a: Valores posibles de un mapa de orientaciones de pendientes y correspondencia de los mismos tras una transformación para hacer continua la diferencia entre valores contiguos. b: Los mismos datos, y su transformación, tras efectuar un giro de 90°.

4.4.3.3 Mapas de rugosidad

La rugosidad de la topografía no es un parámetro cuantitativo que se pueda definir de una manera precisa e unívoca. Al contrario, es un parámetro cualitativo y bastante subjetivo, puesto que expresa la uniformidad o variabilidad del relieve en una zona. No se puede, por tanto, definir con un valor numérico cuál es la rugosidad del terreno en un punto, pero sí comparar una región de la topografía con otra, y expresar su mayor o menor rugosidad relativa, sobre todo teniendo en cuenta que, en nuestro análisis, el valor obtenido es representativo no sólo para la celda a la que se le asigna, sino para un entorno determinado. La variación del tamaño de dicho entorno supone, como se comentará, una sensible variación del significado del parámetro. Por tanto, a la hora de combinar los mapas de variabilidad de pendientes y de orientaciones de pendientes, para obtener un reflejo más completo de la rugosidad del terreno, las unidades o los valores finales obtenidos no son tan importantes como la distribución y agrupación espacial de valores que se puedan considerar como altos, medios o bajos. Ante este presupuesto, el hecho de la heterogeneidad de los valores de los dos mapas de variabilidad obtenidos (grados de azimuth y grados de pendiente) no supone un

obstáculo para la combinación de ambos mapas en un mapa de rugosidad. Por ello, se ha optado por la multiplicación, celda a celda de los dos mapas, de forma que, a igualdad de valores de variabilidad de orientaciones, el valor se mantenga o quede ligeramente disminuido en el caso de una zona plana o de bajas variaciones de pendiente, y se vea aumentado para altas variaciones de pendientes.

El resultado será un mapa con valores que oscilarán entre cero, para zonas con rugosidad nula, hasta una valor máximo que dependerá de los valores máximos de las variabilidades de pendientes y orientaciones que intervienen en el cálculo de la rugosidad. En casos reales suele haber un fuerte desequilibrio entre el área ocupada por las rugosidades menores, normalmente en zonas amplias, y los picos máximos, que suelen restringirse a zonas lineales. A la hora de reclasificar el mapa, para obtener clases que representen zonas de alta, baja o media rugosidad, que faciliten la interpretación, conviene darle mayor peso a los valores bajos. La clasificación se ha establecido a partir del análisis de una serie de “zonas piloto”, con valores topográficos reales, en las que se pueden establecer unos valores de partida de rugosidad alta, media o baja. Que los valores de rugosidad obtenidos sean adimensionales, y no reflejen un valor concreto en un punto de un parámetro medible, sino la relación de los parámetros topográficos de ese punto con su entorno inmediato, obliga a que la interpretación de los valores concretos obtenidos deba hacerse de esta forma. Estas “zonas piloto” se han elegido en función de las características del relieve, expresado como variabilidad de las altitudes. De este modo, abarcan desde un extremo, con relieve muy suave y poca variación de altitud, al otro extremo, con relieves abruptos y fuertes desniveles. El cálculo de la rugosidad para todas estas zonas proporciona una gran variabilidad de valores, que, de acuerdo con las características conocidas del relieve de cada una de ellas, permite asignarles las clases correspondientes. De este modo, se ha llegado a proponer la siguiente clasificación empírica:

CLASE	LIMITE INF.	LIMITE SUP.
1	0	3
2	3	20
3	20	45
4	45	80
5	80	150
6	150	> 150

De acuerdo con los ejemplos reales citados, que se ilustran en la figura 4.6, se establecen las dos primeras clases como de rugosidad baja, las dos siguientes como de rugosidad media, y las dos últimas como de rugosidad alta. Se ha considerado éste como el modo más adecuado de facilitar el análisis y la interpretación del mapa de rugosidad. El hecho de utilizar para la delimitación de las clases valores concretos de rugosidad, y no proporciones o frecuencias del histograma de las imágenes de rugosidad, que sería una segunda opción, facilita la posibilidad de comparar mapas de rugosidades de zonas distintas, elaborados por separado, utilizando la misma clasificación. En las figuras 4.6a , b y c se presentan tres ejemplos de estas zonas, en las que se pueden comparar los histogramas de frecuencias de las imágenes de rugosidad, antes y después de la clasificación, además de una vista tridimensional del aspecto del relieve de la zona, y el mapa de rugosidad clasificado. Todas las zonas corresponden a un cuadrado de 25 kilómetros de lado, y proceden de un Modelo Digital del Terreno de 250 metros de resolución. En la figura 4.6a se muestra un área del Sistema Central Español concretamente en la zona de Somosierra, con un relieve

abrupto constituido por rocas metamórficas de grado bajo (pizarras y cuarcitas). En esta imagen dominan los valores de rugosidad que se pueden considerar altos, que corresponden, principalmente, a crestas y barrancos.

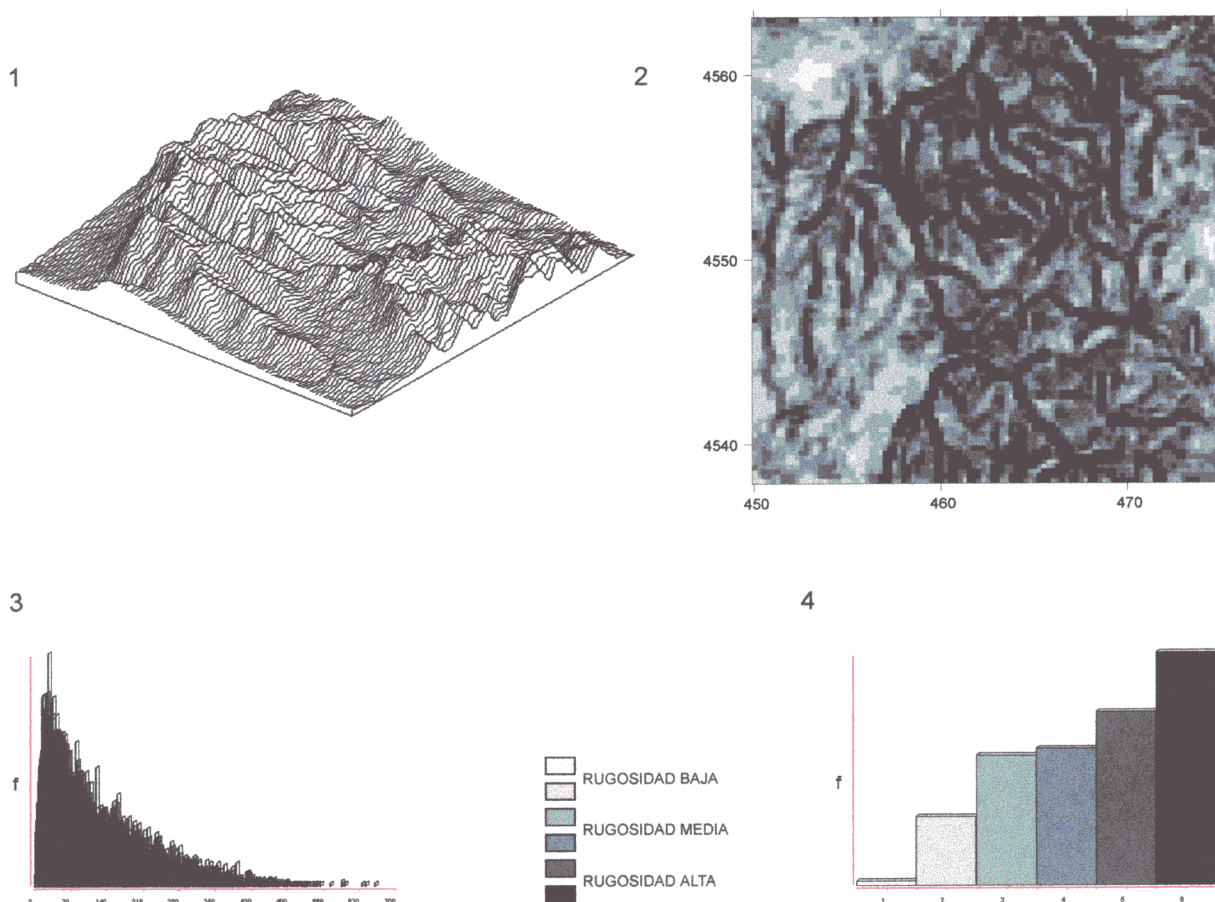


Figura 4.6a: Ejemplo de clasificación de los valores de un mapa de rugosidad de la zona de Somosierra (Sistema Central Español, provincias de Guadalajara, Madrid y Segovia). 1: Modelo tridimensional del área estudiada. 2: Mapa de rugosidad clasificado con resolución de 250 metros (coordenadas UTM en kilómetros, huso 30). 3: Histograma de frecuencias de la imagen de rugosidad, antes de la clasificación. 4: Histograma de frecuencias de la imagen de rugosidad clasificada.

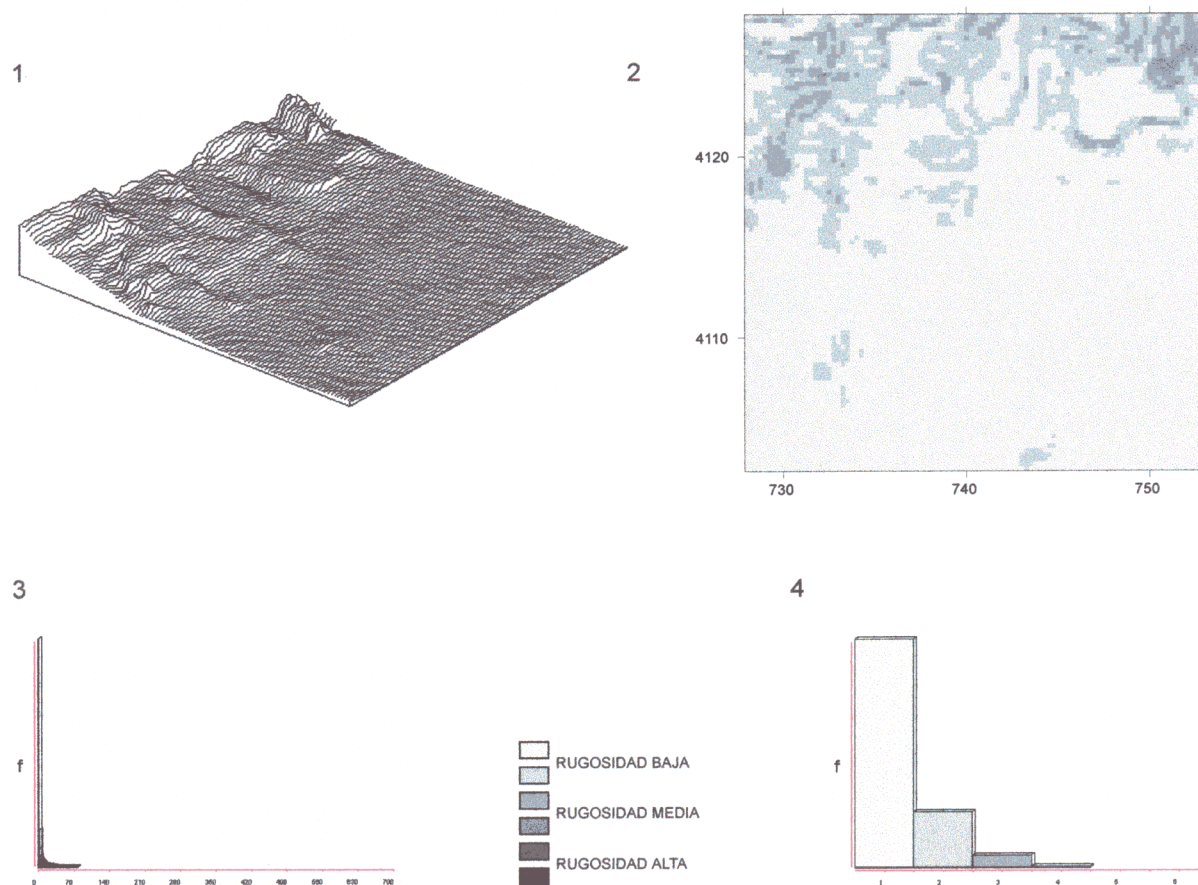


Figura 4.6b: Ejemplo de clasificación de los valores de un mapa de rugosidad de la zona de las marismas del Guadalquivir (Provincia de Sevilla). 1: Modelo tridimensional del área estudiada. 2: Mapa de rugosidad clasificado con resolución de 250 metros (coordenadas UTM en kilómetros, huso 29). 3: Histograma de frecuencias de la imagen de rugosidad, antes de la clasificación. 4: Histograma de frecuencias de la imagen de rugosidad clasificada.

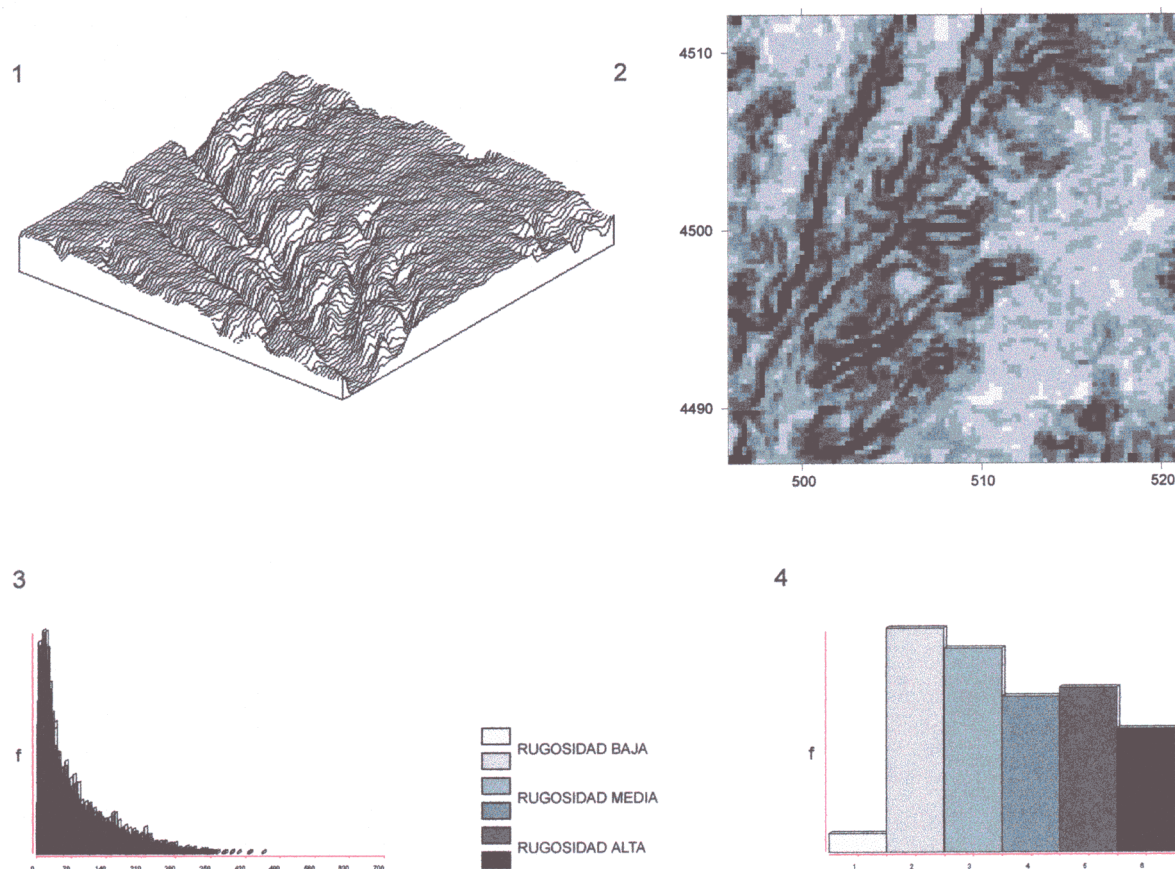


Figura 4.6c: Ejemplo de clasificación de los valores de un mapa de rugosidad de la zona del río Tajuña (Cuenca del Tajo, Provincia de Guadalajara). 1: Modelo tridimensional del área estudiada. 2: Mapa de rugosidad clasificado con resolución de 250 metros (coordenadas UTM en kilómetros, huso 30). 3: Histograma de frecuencias de la imagen de rugosidad, antes de la clasificación. 4: Histograma de frecuencias de la imagen de rugosidad clasificada.

La figura 4.6b corresponde a una zona de muy escaso relieve, en las Marismas del Guadalquivir, al sur de Sevilla. La mayor parte de la extensión de la imagen presenta valores de rugosidad muy bajos, que sirven para definir las dos primeras clases de la escala, mientras que en la parte norte aparecen algunos valores mayores, pero sin alcanzar nunca una rugosidad que pudiera considerarse alta. El tercer ejemplo (figura 4.6c) corresponde, por último, a una zona mixta, con gran variedad de valores de rugosidad. Se sitúa en la Cuenca del Tajo, en un páramo terciario incidido por el río Tajuña, y presenta valores altos de rugosidad en las zonas de escarpe, así como en el propio fondo del encajamiento del río, mientras que la superficie del páramo tiene valores medios, que, en cualquier caso, son mucho mayores que los que aparecían en el ejemplo anterior. En todos los casos se puede apreciar cómo la clasificación refleja mucho mejor la variabilidad de la rugosidad en el mapa que los valores en bruto, sobre todo para los valores más altos, y permite matizar mejor las diferencias entre rugosidades bajas, medias y altas.

4.4.3.4 La influencia de la escala

Para todo análisis basado en un SIG de tipo matricial, el factor determinante es la resolución considerada, es decir, el tamaño de la celda unidad. En el caso concreto de la rugosidad, la influencia inmediata de la resolución es la extensión del entorno para el cual se calcula la variabilidad del relieve, que será asignada a cada celda. De este modo, partiendo de un MDE con una resolución de 250 metros, se obtendría un valor de rugosidad, para cada celda, correspondiente a un entorno de 562.500 metros cuadrados, mientras que, si la resolución es de 500 metros, la rugosidad correspondería a 2,25 kilómetros cuadrados. El valor de rugosidad obtenido puede variar muy substancialmente dependiendo del entorno considerado: una porción de terreno puede ser de muy baja o nula rugosidad pero puede estar contenida en una región más amplia, cuya rugosidad, en conjunto, puede ser mayor, o, incluso, mucho mayor, como, por ejemplo, el caso de un páramo diseccionado por una densa red de drenaje. Por ello, hay que establecer el nivel de escala de las estructuras que se pretende que se reflejen en el mapa de rugosidad, dependiendo de si el objetivo es la identificación de estructuras muy concretas, o la definición de grandes dominios de rugosidad contrastada. En todo caso, es preferible tener la oportunidad de obtener mapas de varias escalas, partiendo de un MDE con resolución alta, que se puede ir disminuyendo a conveniencia. En la figura 4.7 se presentan tres ejemplos de cómo la resolución del Modelo del Terreno afecta al mapa final de rugosidad. En ellos se puede advertir cómo, en la imagen de menor resolución, sólo se pueden distinguir grandes zonas de rugosidad más o menos uniforme, mientras que la de mayor resolución permite, además, la identificación de formas concretas.

Otra forma en que la escala afecta al resultado del análisis de rugosidad es la variación del entorno espacial de cálculo: el número de *pixeles* utilizado para el mismo. Si se utiliza el entorno inmediato (3x3 celdas), se calculara la desviación típica de un menor número de celdas que si se extiende dicho entorno a, por ejemplo, 5x5 celdas. Esto implica que, en general, el aumento del entorno de cálculo de lugar a valores más altos de desviaciones típicas, y, por tanto, de la rugosidad. Esto se refleja en la figura 4.8, en la que se presentan mapas de rugosidad de la misma zona (entorno de la ciudad de Avila) utilizando, respectivamente los entornos de 3x3 y 5x5 celdas. El resultado es la regionalización del mapa de rugosidad obtenido, partiendo de datos topográficos de mayor resolución. Sin embargo, se considera preferible, para obtener mapas regionales, el procedimiento anterior, de obtener un Modelo de Elevaciones de la resolución elegida, para realizar el cálculo sobre él, puesto

que la utilización de entornos de celdas mayores supone un incremento espectacular del tiempo de cálculo de la rugosidad.

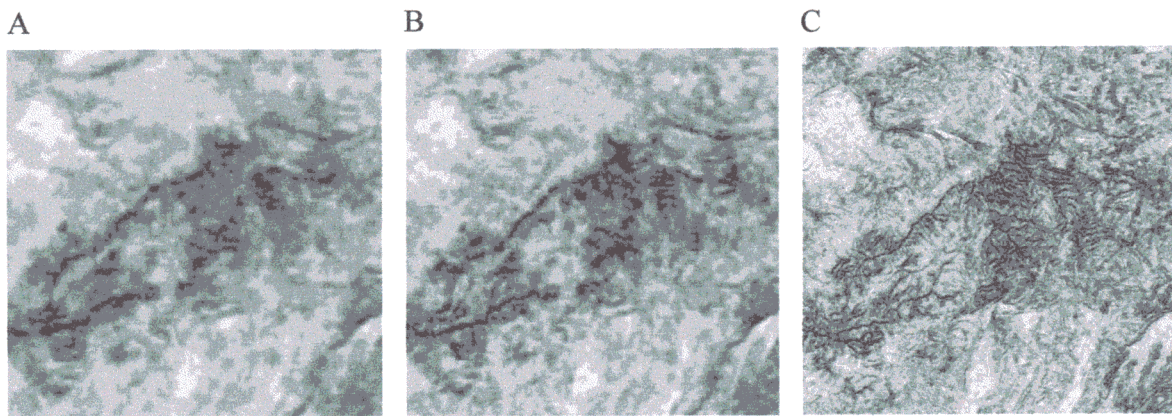


Figura 4.7: Ejemplos de imágenes de rugosidad obtenidas a partir de modelos del relieve de resoluciones diferentes. Las tres corresponden a un área cuadrada de 100 km de lado del centro de la península. La imagen A tiene una resolución de 1000 metros, la B es de 500 metros y la C, de 250 metros.

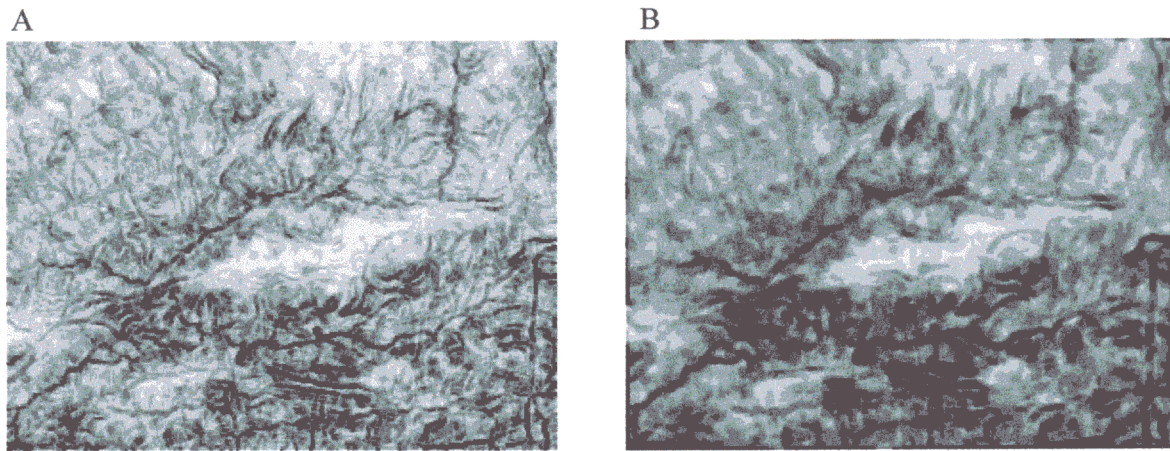


Fig 4.8: Ejemplos de imágenes de rugosidad obtenidas con diferentes entornos de cálculo. En ambos casos, los mapas de rugosidad proceden de un Modelo Digital del Terreno de 250 metros de resolución. La imagen A se ha calculado teniendo en cuenta un entorno de 3x3 celdas (0.56 km²) y la imagen B, con un entorno de 5x5 celdas (1.56 km²).

4.4.3.5 Significado de la rugosidad

Una vez elaborado el Modelo Digital de la rugosidad del terreno, y clasificado en rugosidades altas, medias y bajas, se puede pasar a la interpretación de su significado. Previamente al análisis de la topografía real, se ha elaborado una serie de modelos simplificados de relieve, con los que se pretende comprobar el resultado del cálculo de la rugosidad en diversas formas de relieve representativas. En la figura 4.9 se presentan algunos de estos modelos, con una vista tridimensional de la forma de relieve, acompañado del mapa de rugosidad correspondiente, con su histograma de frecuencias, que refleja la proporción de rugosidades altas, medias y bajas, para todo el modelo.

La figura 4.9A es un modelo de crestas y valles paralelos, en el que se aprecia cómo las zonas con rugosidad alta corresponden a las líneas de crestas y valles, donde se producen cambios bruscos de orientación de las laderas en poco espacio, mientras que los flancos de las crestas, a pesar de presentar una cierta pendiente, tienen una baja rugosidad. A esta escala, la rugosidad queda agrupada en las dos clases extremas, al estar muy concentradas en el espacio las zonas de rugosidad más alta. En la figura 4.9B se presenta un modelo de un escarpe incidido por barrancos, que enlaza una zona plana inferior con otra superior (que representaría la superficie de una plataforma estructural). Ambas superficies planas quedan bien definidas como de rugosidad baja, mientras que es el escarpe el que presenta las rugosidades mayores. Los valores más altos, como en el caso anterior, corresponden a la separación entre los barrancos, que es donde se produce el mayor contraste de orientaciones. En este caso, también aparecen valores intermedios, correspondientes a otras alineaciones que presentan menor contraste de pendientes u orientaciones. Es de destacar el caso del valle encajado, en la figura 4.9C, en el que quedan reflejados los escarpes y el fondo del propio valle como bandas de alta rugosidad. En este caso, la variación es tanto de orientación como de pendiente, y la rugosidad se resuelve en estas zonas con valores muy altos. En la figura 4.9D, por último, no hay variaciones de orientación, sino de pendiente. En general, se puede advertir cómo quedan marcadas todas las discontinuidades del relieve como contraste entre rugosidades bajas y altas. Queda más acusado el escarpe vertical que los cambios de pendiente más suaves.

Al ser formas simples, el contraste se produce entre estos valores extremos, pero los valores intermedios no aparecen. Cuando el tamaño de la forma excede con mucho la resolución del modelo, como es el caso de estos ejemplos, la rugosidad se resuelve con un contraste de valores máximos y mínimos, que dibujan la estructura de la forma, marcando las rupturas de pendiente y los cambios de orientación. Cuando se desciende en el tamaño de las formas, o se disminuye la resolución, se pierde la delimitación exacta de las mismas y comienzan a aparecer los valores intermedios. Este es el caso de la figura 4.10, que incluye un modelo de relieve más variado, con un valle central y crestas y valles perpendiculares. En este caso, se producen variaciones de relieve de menor escala, sobre todo en la parte derecha del mapa, que se reflejan en valores de rugosidad intermedios, aunque se siguen marcando muy bien las alineaciones de crestas y valles, y el encajamiento más importante del surco central.

Según podemos comprobar, hay dos tipos de características que se pueden reflejar en este tipo de mapas: áreas más o menos amplias con una rugosidad homogénea, contrastadas entre sí, y formas lineales de rugosidad más alta o más baja que las zonas circundantes. En ambos casos, la interpretación debe ser particular para cada caso, teniendo en cuenta las

características geológicas y estructurales de la zona, y, sobre todo, como se ha indicado repetidamente, la escala y la resolución consideradas. Las estructuras lineales suelen consistir en bandas estrechas de alta rugosidad, rodeadas de zonas de menor rugosidad. Se suelen corresponder, en general, con dos tipos de morfologías: crestas lineales o ríos encajados. En ambos casos, el contraste de rugosidad se debe a que se trata de estructuras a lo largo de las cuales existe un drástico cambio de orientaciones de pendientes, en una y otra vertiente. Este cambio será más acusado cuanto más aguda sea la cresta, o más fuerte el encajamiento, puesto que, a medida que el espaciamiento entre las vertientes se va acercando a la resolución de la celda del MDE, el contraste de orientaciones queda más reflejado en el entorno de tres por tres celdas que se utiliza para el cálculo de la rugosidad. Otro tanto se puede decir de la influencia de la pendiente, puesto que, normalmente, habrá un mayor o menor contraste de valor de pendiente entre las vertientes de la estructura y las zonas, más o menos planas, que la rodean. Por tanto, también quedará marcada la línea de ruptura de pendiente, tanto más cuanto más brusca sea, siempre teniendo en cuenta que la escala a considerar viene impuesta por la resolución del modelo. También pueden quedar reflejados los fondos de valles planos dentro de los encajamientos, así como las superficies planas en las cumbres de las crestas, como bandas de rugosidad baja, rodeadas de sendas bandas de rugosidad mayor. Por su parte, las áreas de rugosidad contrastada suelen reflejar diferentes patrones erosivos, normalmente debidos a diferencias litológicas, diferentes cuencas hidrográficas o, si la escala lo permite, diferentes estilos de deformación o, incluso, regímenes climáticos.

La combinación de la información procedente de la rugosidad, junto con la extraída de los mapas de pendientes, o de orientaciones de pendientes, así como el análisis visual de las imágenes de sombreado artificial, permite extraer resultados de gran interés para la interpretación estructural de la topografía de una zona, a diferentes escalas, dependiendo, como hemos visto de la resolución del modelo empleado. En el capítulo 6 de esta Tesis se lleva a cabo un análisis de este tipo, que abarca toda la extensión de nuestra zona de trabajo. Por otro lado, en el capítulo 8 se utilizará el mapa de rugosidad para otro propósito diferente, como es detectar los tramos de la red de drenaje que presentan un encajamiento significativo, con el fin de delimitar zonas que hayan podido experimentar hundimientos o elevaciones. Estas son algunas de las aplicaciones a la geología estructural de este tipo de mapas derivados de un Modelo Digital de Elevaciones.

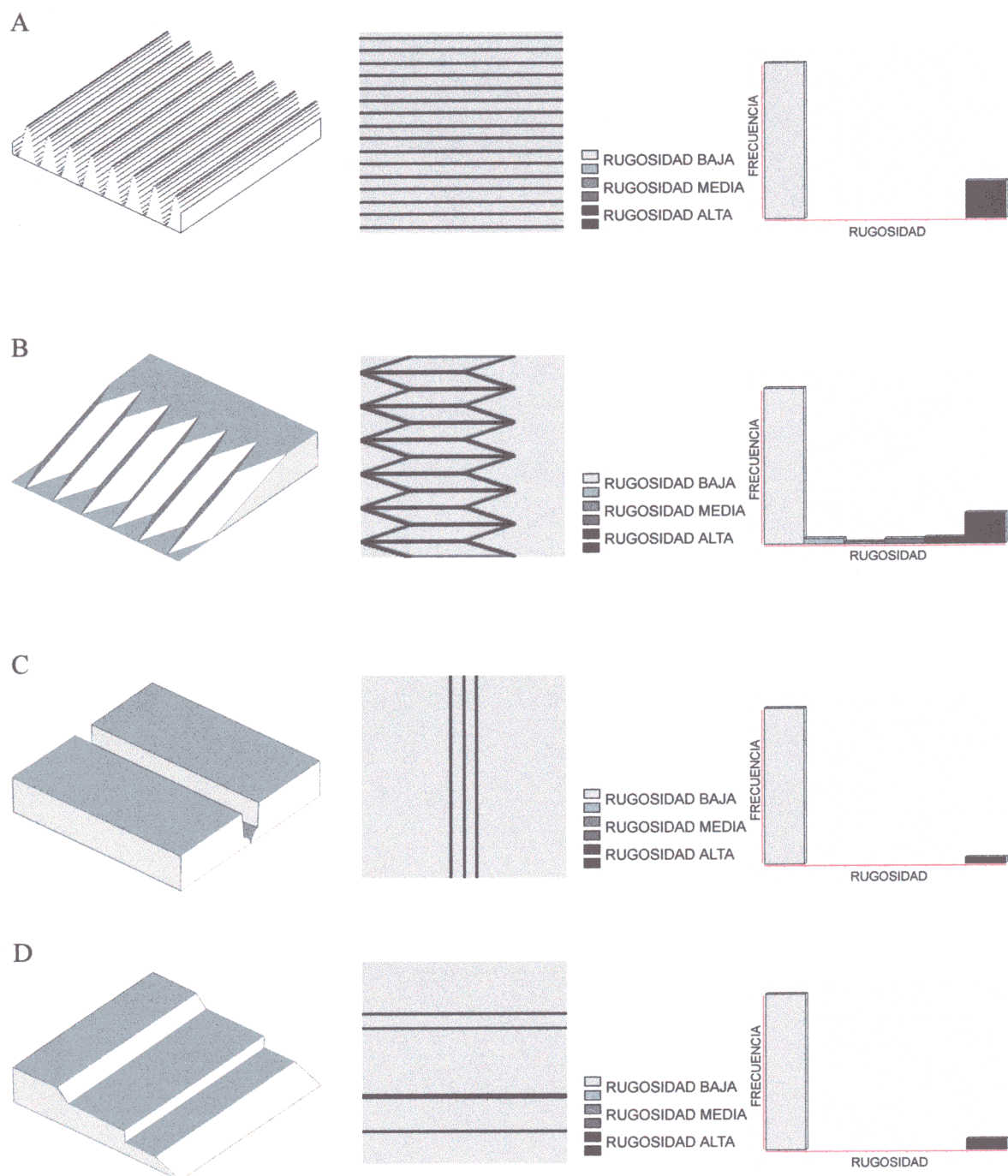


Figura 4.9: Ejemplos teóricos de formas del relieve características, con modelo tridimensional, mapa de rugosidad e histograma de frecuencias del mismo. A: relieve en valles y crestas. B: plataforma y ladera acarcavada. C: valle encajado. D: relieve en graderío.

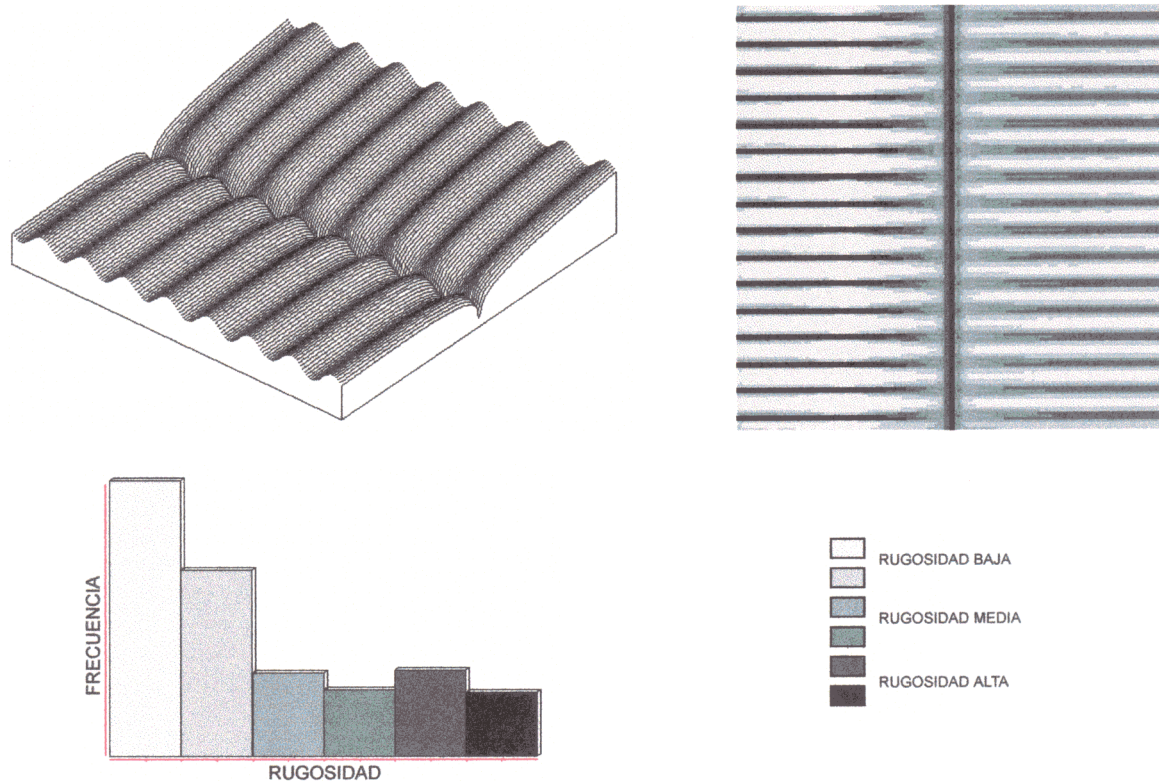


Figura 4.10: Ejemplo teórico de formas del relieve complejas, con modelo tridimensional, mapa de rugosidad e histograma de frecuencias del mismo.

5 SISTEMAS DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICA

5.1 INTRODUCCIÓN

Gran parte de los métodos de análisis utilizados en este trabajo se han basado en el uso de Sistemas de Información Geográfica (S.I.G., o G.I.S., de *Geographical Information Systems*). En el capítulo anterior se ha tratado todo lo referente a los Modelos Digitales del Terreno, como representaciones de superficies y campos potenciales continuos, por estar centrado en este aspecto la mayor parte del tratamiento digital de información geográfica que se ha llevado a cabo en este trabajo. Los Sistemas de Información Geográfica presentan, sin embargo, una gran cantidad de capacidades de análisis y representación, que desbordan ampliamente los referidos a los Modelos Digitales de Elevaciones, y los utilizados por nosotros. En este breve capítulo no se pretende dar una amplia explicación metodológica sobre los Sistemas de Información Geográfica, puesto que, como se ha dicho, es un campo tan amplio que rebasaría con holgura los límites razonables de la sección de metodología de una Tesis Doctoral. Por el contrario, sólo se trata de dar referencia de los distintos tipos de Sistemas de Información Geográfica utilizados en las distintas fases del trabajo, y de los programas comerciales usados. También se va a hacer referencia, como subproducto del propio estudio, a la elaboración de una síntesis geológica de toda la zona estudiada, en formato digital, que sirve de complemento al Modelo Digital de Elevaciones, asimismo realizado expresamente para este trabajo, al que se ha referido todo el apartado anterior.

Bosque Sendra (1992) recoge numerosos intentos de definir un S.I.G., más o menos abstractos o concretos. Para el propósito de este apartado del presente trabajo, baste decir que se trata de un conjunto de herramientas informáticas destinadas al manejo de bases de datos georreferenciadas, lo que incluye su captura, almacenamiento, análisis, gestión, modelizado y representación gráfica. El ámbito de utilización de los S.I.G. es amplísimo, y no se limita a la gestión e investigación de recursos naturales (en sentido muy amplio) y la gestión de datos catastrales y administrativos, sino que también se aplica en un amplio ámbito de especialidades, desde el militar al comercial.

Los Sistemas de Información Geográfica se dividen en dos grandes grupos, como ya se ha mencionado en el apartado 4.2, en función del modelo de datos utilizado. Los SIG vectoriales se basan en la representación de los límites o fronteras entre los objetos espaciales (Bosque Sendra, 1992), ya sean puntos, líneas o polígonos, mediante la simplificación de los mismos por segmentos lineales rectos articulados por puntos o vértices. Por su parte, los SIG matriciales o *raster* representan el valor de la variable que se quiere codificar para una posición espacial fija y conocida, mediante una rejilla de espaciado regular, de forma que los límites entre los objetos espaciales quedan representados de forma implícita, en función de la variación espacial del valor de la variable que caracteriza a dicho objeto. La rejilla suele ser ortogonal, formada por cuadrados o rectángulos, y la precisión del modelo viene definida por el espaciado entre los diferentes nodos de la rejilla. Las diferencias entre uno y otro modelo son más o menos importantes en función de la utilización que se le quiera dar a los datos representados en el SIG: en el apartado 4 ya se han mencionado las razones por las que se ha elegido un modelo *raster* para la representación digital de la topografía, pero para el caso del mapa geo-litológico, se ha optado por un modelo vectorial, que pudiera representar de manera más precisa la posición de los contactos litológicos o las estructuras tectónicas, sin consumir una gran cantidad de espacio de almacenamiento, o sin necesitar equipos informáticos de altas prestaciones para su manejo.

5.2 PROGRAMAS INFORMÁTICOS

Básicamente, se han utilizado dos Sistemas de Información Geográfica comerciales para el tratamiento de la información utilizada en este trabajo, añadiéndose un tercero, cuya mayor ventaja es la versatilidad para integrar datos de diferente origen, y representarlos de forma adecuada. Todo el tratamiento de Modelos Digitales del Terreno, que incluyen la información procedente de la topografía y sus derivados, el campo gravimétrico, y otros campos potenciales continuos, se ha realizado en el SIG Idrisi, programa desarrollado en la Universidad de Clark (Estados Unidos), actualmente ClarkLabs (Eastman, 1997). Este programa, inicialmente desarrollado para el ámbito universitario, se caracteriza por su muy fácil manejo, y su capacidad para gestionar bases de datos relativamente grandes y complejas en equipos informáticos de tipo PC, de prestaciones no especialmente grandes, con cierta soltura. Su capacidad para recoger datos procedentes de distintos orígenes, y de exportar los resultados a programas gráficos de tipo estándar, así como su bajo coste, lo hacían bastante adecuado para este trabajo. Inicialmente se utilizó la primera versión, que corría en el sistema operativo MS-DOS, pero pronto se empezó a utilizar la versión basada en Windows. La última fase del trabajo se ha realizado en la versión 2.01 para Windows (1997), con una licencia adquirida por los proyectos de investigación PB91-0397 y PB94-0242, en el Departamento de Geodinámica de la Universidad Complutense de Madrid.

La parte vectorial del trabajo se ha llevado a cabo con el SIG ArcInfo (ESRI, 1991-1997), que, actualmente es el Sistema de Información Geográfica más extendido en todos los ámbitos. Inicialmente sólo se utilizó de forma marginal, para procesar algunos tipos de información vectorial cartográfica (límites administrativos, fallas, otros tipos de estructuras, etc.), por medio de la versión 3.5 de PC-ArcInfo, que funciona sobre un PC, con licencia de la Universidad Complutense. Al comenzar a manejar información más compleja, y de mayores dimensiones, se hizo necesario utilizar otras versiones más potentes. La versión básica de ArcInfo funciona sobre una estación de trabajo de grandes prestaciones, bajo el sistema operativo UNIX. El alto coste, tanto del programa como de las máquinas necesarias lo hacían prohibitivo para utilizarlo para estos fines. Sin embargo, la aparición de la última versión de ArcInfo (7.1), que funciona en un PC bajo el sistema operativo Windows NT, facilitó el acceso a las mayores prestaciones de la versión de estación de trabajo de este programa. Para este fin se han utilizado las licencias y las instalaciones, amablemente cedidas por la Unidad Docente de Ecología de la Escuela Universitaria de Ingeniería Técnica Forestal de la Universidad Politécnica de Madrid. Esta última versión del programa, además de incrementar la potencia de manejo de datos vectoriales, dispone de un módulo *raster* (Grid 7.1) de prestaciones notablemente superiores a Idrisi, lo que ha permitido su utilización en una serie de análisis complementarios, que lo han hecho de gran utilidad.

Por último, se ha utilizado ampliamente, sobre todo en la fase final del trabajo, en la que se comenzó a integrar la información *raster* con el resto de la información, que se iba almacenando en formato vectorial, el SIG Arcview, que funciona sobre PC, y que permite la lectura de todos los formatos, *raster* y vectoriales, propios de ArcInfo, tanto de estación de trabajo como de PC, así como varios otros tipos de formatos de imágenes y vectoriales, de sencillo manejo. Se han utilizado las licencias de las versiones 3.0 y 3.1, amablemente cedidas por la Unidad Docente de Ecología de la Escuela Universitaria de Ingeniería Técnica Forestal de la Universidad Politécnica de Madrid.

5.3 ELABORACIÓN DEL MAPA GEO-LITOLÓGICO

Como se ha mencionado en el apartado 3.2.6, se ha realizado una síntesis geológica del área de estudio, a partir de cartografía existente, bien mediante digitalización de mapas geológicos, bien importando cartografía previamente almacenada en formato digital. La procedencia de la información es bastante variada, si bien, en su mayor parte, se basa en la cartografía geológica MAGNA, del Instituto Tecnológico Geominero de España, básicamente a escala 1:50.000, aunque en algunas zonas se ha tenido que utilizar las síntesis a escala 1:200.000, por no poder disponer de las anteriores. Toda esta información ha sido digitalizada, por medio de un tablero digitalizador, homogeneizando bordes y realizando una simplificación de las clases litológicas presentes en el mapa, para ajustarse a una leyenda general unificada, previamente elaborada para toda la extensión de la zona de estudio. En cada hoja se ha tenido que hacer un análisis previo de la columna litológica, para verificar la correspondencia de cada clase con las de la columna unificada, y construir una nueva columna simplificada, a partir de la cual se ha llevado a cabo la digitalización.

Además, en una gran parte de la zona de estudio se ha podido aprovechar la cartografía digital del Mapa Geológico y Minero de Castilla y León (SIEMCALSA, 1997), que se presenta, para su libre uso, en formato *shape* de Arcview. Los ficheros correspondientes a cada hoja han sido importados a formato de ArcInfo, y, posteriormente, se ha realizado la reclasificación a las mismas clases utilizadas en el resto del mapa, así como el ajuste de bordes, para su homogeneización.

Por último, se han utilizado las cartografías incluidas en las Tesis Doctorales de Giner Robles (1996) y Muñoz Martín (1997), en la zona oriental de la Cuenca del Tajo y en la Sierra de Altomira y Depresión Intermedia, respectivamente. En el primer caso, la información se ha digitalizado a partir de mapas en papel, y en el segundo se ha partido de un mapa digital en un formato de diseño asistido por ordenador, realizando una labor análoga a la descrita en el anterior párrafo para su unificación con la columna general, y la adaptación de los bordes de los contactos.

El resultado es una cartografía geo-litológica digital, que ha resultado de gran utilidad, puesto que, además de la simple representación del mapa geológico (figura 3.5), permite su reclasificación para hacer síntesis de unidades geológicas o estructurales, o bien para derivar unidades aisladas, que pudieran ser combinadas con otro tipo de información digital (esquemas estructurales, mapas geofísicos, modelos digitales de elevaciones, etc.)

ABRIR TERCERA PARTE

